



VERGLEICHENDE STUDIEN ZUR VARIABILITÄT DES ÖKOSYSTEMS OSTSEE
ANHAND EXPERIMENTELLER DREIDIMENSIONALER NUMERISCHER
MODELLE FÜR HOLOZÄNE EPOCHEN
UNTERSCHIEDLICHER KLIMATA

Comparative studies of the Baltic Sea ecosystem variability by experimental three-dimensional numerical models of Holocene periods with different climate conditions

DISSERTATION

zur

Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Rostock

vorgelegt von:

Christian Porsche, geboren am 02. Januar 1979 in Teterow

Rostock, der 01. April 2016

1. Gutachter:

PD Dr. Stefan Forster
Universität Rostock
Institut für Biowissenschaften
Meeresbiologie
Albert-Einstein-Straße 3
18059 Rostock

2. Gutachter:

Prof. Dr. Wolfgang Fennel
Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Seestraße 15
18119 Rostock

eingereicht am:

01. April 2016

verteidigt am:

28. November 2016

Betreuer:

Dr. Thomas Neumann

Institut für Ostseeforschung Warnemünde

Seestraße 15

18119 Rostock

PD Dr. Stefan Forster

Universität Rostock

Institut für Biowissenschaften

Meeresbiologie

Albert-Einstein-Straße 3

18059 Rostock

Diese Arbeit wurde ermöglicht durch:



Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	i
Tabellenverzeichnis	vi
Abkürzungsverzeichnis	vii
Abstract.....	viii
1. Einleitung.....	1
1.1 Charakterisierung der Ostsee.....	1
1.2 Stand der Forschung.....	3
1.3 Motivation	6
1.4 Forschungsziele.....	7
2. Methoden	9
2.1 Das Modell	9
2.1.1 MOM	9
2.1.2 ERGOM	10
2.2 Der <i>delta change</i> Ansatz	11
2.3 Statistik.....	13
3. Referenz-Szenario	19
3.1 Simulation der Modernen Warmzeit (MoWP).....	19
3.2 Ergebnisse zur Modellierung der MoWP	19
3.2.1 Temperatur, Salinität, Sauerstoffgehalt, Strömung, Eisausbreitung.....	19
3.2.2 Nährstoffe, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus.....	28
3.3 Validierung des Modells der modernen Warmzeit.....	38
3.3.1 Einleitung.....	38
3.3.2 Material und Methoden.....	38
3.3.3 Ergebnisse.....	40
3.3.4 Zusammenfassung.....	44
4. Sensitivitätsstudien.....	46
4.1 Einleitung	46
4.2 Material und Methoden	46
4.3 Einfluss der Änderungen in der Lufttemperatur.....	47
4.4 Einfluss der Änderungen in der Windgeschwindigkeit.....	53

5. Paläoozeanographische Szenarien	59
5.1 Einleitung zur Simulation der Kleinen Eiszeit (LIA) und der mittelalterlichen Warmzeit (MCA)	59
5.2 Material und Methoden	60
5.2.1 Modelladaptation an die Klimabedingungen der Kleinen Eiszeit	60
5.2.2 Modelladaptation an die Klimabedingungen der mittelalterlichen Warmzeit.....	64
5.3 Ergebnisse der paläoozeanographischen Szenarien	65
5.3.1 Das Szenario der Kleinen Eiszeit (LIA)	65
5.3.2 Das Szenario der Mittelalterlichen Warmzeit (MCA)	76
6. Szenarien zur Auswirkung von Klimaänderungen und Änderungen im Nährstoffhaushalt.....	84
6.1 Einleitung	84
6.2 Material und Methoden	84
6.3 „Moderne Eiszeit“ & „vorindustrielle Moderne“	85
7. Abschließende Betrachtung	88
7.1 Diskussion der gewonnenen Erkenntnisse	88
7.1.1 Modellwahl (Stärken und Schwächen)	88
7.1.2 Überprüfung der Hypothesen.....	90
7.2 Ausblick.....	92
7.2.1 Eignung der Modelle.....	92
7.2.2 Zukünftige Entwicklungen	92
Literaturverzeichnis	I
Anhang.....	XIV

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Karte der Ostsee und des zugehörigen Einzugsgebietes.....	2
Abb. 2:	Verbreitungsgrenzen ausgewählter Arten entlang des Salinitätsgradienten.....	5
Abb. 3:	Prozessdiagramm des ERGOM Modells	11
Abb. 4:	Die <i>delta change</i> Methode.....	12
Abb. 5:	Arbeitsplan für die Versuchsdurchführung.	14
Abb. 6:	Topographie der Ostsee sowie des Transsektes und dreier Stationen.	15
Abb. 7:	Statistischen Überprüfung von Testvoraussetzungen.....	17
Abb. 8:	Vergleichende statistische Analyse der modellierten Salinitätsdaten	18
Abb. 9:	Temperatur, Salinität und Strömungsgeschwindigkeit (u, v) der oberen 0 – 10 m Schicht der Ostsee für das Referenzszenario der MoWP.	21
Abb. 10:	Winterlichen Eisbedeckung der Ostsee für das MoWP Szenario.....	21
Abb. 11:	Temperatur, Salinität und Sauerstoffgehalt entlang des Transsektes durch die Ostsee für das MoWP Szenario.	22
Abb. 12:	Saisonalen Temperatur entlang des Transsektes durch die Ostsee für das MoWP Szenario.....	23
Abb. 13:	Sauerstoffkonzentration und -sättigung, Temperatur und Salinität der bodennahen Wasserschicht für das MoWP Szenario.	24
Abb. 14:	Varianzen in der modellierten Wassertemperatur für das MoWP Szenario.....	25
Abb. 15:	Varianzen in der modellierten Salinität für das MoWP Szenario	25
Abb. 16:	Varianzen in der modellierten Sauerstoffkonzentration für das MoWP Szenario	26
Abb. 17:	Tiefenprofile der modellierten Temperatur, Salinität und Sauerstoff- konzentration des MoWP Szenarios.....	27
Abb. 18:	Tiefenprofile der Strömungsgeschwindigkeiten (u, v) des MoWP Szenarios.....	28
Abb. 19:	Nährstoffkonzentrationen in der oberen 0 – 10 m Schicht der Ostsee.....	29
Abb. 20:	Nährstoffkonzentrationen entlang des Transsektes durch die Ostsee für das MoWP Szenario.....	30
Abb. 21:	Nährstoffkonzentrationen für das MoWP Szenario über die Wassersäule der Ostsee berechnet.	31
Abb. 22:	Saisonale Konzentration der Primärproduzenten in Stickstoffeinheiten des MoWP Szenarios über die Wassersäule integriert.	33

Abb. 23:	Chlorophyll <i>a</i> -Konzentration (links), Stickstofffixierung (mittig) und Zooplanktonkonzentration (rechts) in der oberen 0 – 10 m Schicht der Ostsee.....	34
Abb. 24:	Konzentration der Primärproduzenten entlang des Transsektes durch die Ostsee für das MoWP Szenario.	34
Abb. 25:	Chlorophyll <i>a</i> -Konzentration sowie die Zooplanktonkonzentration entlang des Transsektes durch die Ostsee für das MoWP Szenario.	35
Abb. 26:	Zooplankton- und Detrituskonzentration über die Wassersäule der Ostsee für das Szenario der MoWP berechnet.	35
Abb. 27:	Tiefenprofile der Nährstoffkonzentrationen des MoWP Szenarios.....	36
Abb. 28:	Tiefenprofile für die Konzentration der Primärproduzenten für das MoWP Szenarios.....	37
Abb. 29:	Tiefenprofile der Chlorophyll <i>a</i> -, Zooplankton- und Detrituskonzentration des MoWP Szenarios.....	38
Abb. 30:	Karte der Salinitätsmessungen in der Ostseeregion von 1961-2007.	39
Abb. 31:	Abweichungen der Modelldaten von den Messwerten.....	40
Abb. 32:	Messwerte und monatliche Mittelwerte der Modelldaten für die Temperatur des Oberflächenwassers und die bodennahe Sauerstoffkonzentration für den Zeitraum der MoWP an der Station TF0271.	41
Abb. 33:	Taylor diagram zum statistischen Vergleich der Messwerte mit den Modelldaten in Bezug zur geographischen Lage, zur Wassertiefe und zum Jahresverlauf.	42
Abb. 34:	Abweichungen in ausgewählten wichtigen statistischen Kenngrößen zwischen den modellierten und den gemessenen Daten.....	43
Abb. 35:	Messwerte der DIN Konzentration für die Ostsee im Zeitraum von 1961 bis 2007 in Abhängigkeit der Tiefe.....	44
Abb. 36:	Tiefenprofil der Temperatur und der Salinität im Bornholmtief von 1998 bis 2010 aus Rak & Wieczorek (2012)	44
Abb. 37:	Wassertemperatur und Salinität der obersten 10 m Wasserschicht für die Szenarien MoWP, ATH und ATL.....	47
Abb. 38:	Wassertemperaturen entlang des Transsektes für die Szenarien MoWP, ATH und ATL.	48
Abb. 39:	Winterliche Höhe der Eisdecke der Szenarien MoWP, ATH und ATL.....	48
Abb. 40:	Salinität entlang des Transsektes für die Szenarien MoWP, ATH und ATL.....	49

Abb. 41:	Sauerstoffkonzentration in der bodennahen Wasserschicht für die Szenarien MoWP, ATH und ATL.....	50
Abb. 42:	Differenzen der DIN Konzentrationen entlang des Transsektes für die Szenarien ATH-MoWP und ATL-MoWP.....	50
Abb. 43:	Differenzen der Phosphatkonzentrationen entlang des Transsektes für die Szenarien ATH-MoWP und ATL-MoWP.....	51
Abb. 44:	Differenzen der Phosphatkonzentrationen, der DIN Konzentrationen und der Stickstofffixierung in den obersten 10 m der Wassersäule für die Szenarien ATH-MoWP und ATL-MoWP.	51
Abb. 45:	Differenzen in den Abundanzen der Primärproduzenten in den obersten 10 m der Wassersäule für die Szenarien ATH-MoWP und ATL-MoWP.	52
Abb. 46:	Differenzen in den über der Wassersäule integrierten Konzentrationen von Chlorophyll <i>a</i> , Zooplankton und Detritus für die Szenarien ATH-MoWP und ATL-MoWP.....	52
Abb. 47:	Wassertemperatur und Salinität für die oberste 10 m Wasserschicht der Szenarien MoWP, WVH und WVL.	53
Abb. 48:	Wassertemperaturen entlang des Transsektes für die Szenarien MoWP, WVH und WVL.	54
Abb. 49:	Mediane der modellierten Salinitäten entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien (von oben nach unten): MoWP, WVH, WVL.	54
Abb. 50:	Meeresspiegel, Tiefe der Durchmischungszone und mittlere Eisdicke für die Szenarien MoWP, WVH und WVL.	55
Abb. 51:	Sauerstoffkonzentration entlang des Transsektes für die Szenarien MoWP, WVH und WVL.....	56
Abb. 52:	Sauerstoffkonzentration in der bodennahen Wasserschicht für die Szenarien MoWP, WVH und WVL.	57
Abb. 53:	Differenzen der Phosphatkonzentrationen entlang des Transsektes für die Szenarien WVH-MoWP und WVL- MoWP.	57
Abb. 54:	Differenzen der DIN Konzentration entlang des Transsektes für die Szenarien WVH-MoWP und WVL- MoWP.....	57
Abb. 55:	Differenzen der über die Wassersäule integrierten Chlorophyll <i>a</i> -, Zooplankton- und Detrituskonzentrationen für die Szenarien WVH-MoWP und WVL-MoWP.	58
Abb. 56:	Unterteilung der Ostsee in 13 Regionen (Omstedt, 1990).....	61

Abb. 57:	Differenzen der Temperatur- und Salinitätsmittelwerte für die gesamte Ostsee zwischen den Szenarien LIA und MoWP.....	64
Abb. 58:	Differenzen der Temperatur, Salinität und Strömungsgeschwindigkeit zwischen den Szenarien LIA und MoWP der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee.	66
Abb. 59:	Differenzen in der Eisdicke im Frühjahr zwischen den Szenarien LIA und MoWP.....	66
Abb. 60:	Differenzen der Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration zwischen den Szenarien LIA und MoWP entlang des Transsektes durch die Ostsee.....	67
Abb. 61:	Sauerstoffkonzentration und -sättigung für das LIA Szenario. Differenzen in der Sauerstoffkonzentration und -sättigung sowie der Temperatur und der Salinität zwischen den Szenarien LIA und MoWP.	68
Abb. 62:	Tiefenprofile der Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration des LIA Szenarios.....	69
Abb. 63:	Tiefenprofile der Strömungsgeschwindigkeiten in latitudinaler (v_u) und longitudinaler (v_v) Richtung des LIA Szenarios.....	70
Abb. 64:	Differenzen der Nährstoffkonzentrationen in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee zwischen den Szenarien LIA und MoWP.....	71
Abb. 65:	Differenzen der Nährstoffkonzentrationen zwischen den Szenarien LIA und MoWP entlang des Transsektes durch die Ostsee.	71
Abb. 66:	Differenzen der über die Wassersäule integrierten Nährstoffgehalte der Ostsee zwischen den Szenarien LIA und MoWP.	72
Abb. 67:	Differenzen der über die Wassersäule integrierten Vorkommen an Primärproduzenten und Zooplankton sowie der Chlorophyll <i>a</i> -Gehalte der Ostsee zwischen den Szenarien LIA und MoWP.	73
Abb. 68:	Tiefenprofile der Nährstoffkonzentrationen für das LIA Szenario.	74
Abb. 69:	Tiefenprofile der Primärproduzenten für das LIA Szenario.....	74
Abb. 70:	Tiefenprofile der Chlorophyll <i>a</i> -, Zooplankton- und Detrituskonzentrationen für das LIA Szenario.....	75
Abb. 71:	Maximale Ausbreitung der Eisdecke für die Szenarien der MoWP, LIA und MCA.	75
Abb. 72:	Differenzen der Temperatur, Salinität und Strömungsgeschwindigkeit zwischen den Szenarien MCA und MoWP der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee.	76

Abb. 73:	Differenzen der Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration zwischen den Szenarien MCA und MoWP entlang des Transsektes durch die Ostsee..	77
Abb. 74:	Sauerstoffkonzentration und -sättigung in der bodennahen Wasserschicht für das MCA Szenario und die Differenzen zum Szenario MoWP.	78
Abb. 75:	Tiefenprofile der Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration des MCA Szenarios.....	79
Abb. 76:	Differenzen der Nährstoffkonzentrationen in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee zwischen den Szenarien MCA und MoWP.	79
Abb. 77:	Differenzen der Konzentrationen von DIN und Phosphat zwischen den Szenarien MCA und MoWP entlang des Transsektes durch die Ostsee.	80
Abb. 78:	Differenzen der über die Wassersäule integrierten Nährstoffgehalte zwischen den Szenarien MCA und MoWP.	80
Abb. 79:	Differenzen der über die Wassersäule integrierten Vorkommen an Primärproduzenten und Zooplankton sowie der Chlorophyll <i>a</i> -Gehalte der Ostsee zwischen den Szenarien MCA und MoWP.	81
Abb. 80:	Tiefenprofile der Nährstoffkonzentrationen des MCA Szenarios.	82
Abb. 81:	Tiefenprofile der Konzentrationen der Primärproduzenten für das MCA Szenarios.....	82
Abb. 82:	Tiefenprofile der Chlorophyll <i>a</i> -, Zooplankton- und Detrituskonzentrationen des MCA Szenarios.	83
Abb. 83:	Sauerstoffkonzentrationen der Szenarien MoIA und PRS entlang des Transsektes durch die Ostsee.....	85
Abb. 84:	Sauerstoffkonzentrationen der Szenarien MoIA und PRS in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee zwischen den Szenarien MoIA und PRS.	86
Abb. 85:	Tiefenprofile der Sauerstoffkonzentrationen des MoIA und PRS Szenarios.	86
Abb. 86:	Differenzen in den Konzentrationen der Primärproduzenten in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee für die Szenarien MoIA und PRS.	87

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Übersicht der Modellexperimente	13
Tab. 2:	Übersicht der Sensitivitätsstudien und den modifizierten Einflussgrößen.....	46
Tab. 3:	<i>Delta change</i> Werte.....	61
Tab. 4:	Faktoren des <i>delta change</i> Ansatzes für die Änderungen im Süßwasser- zufluss.....	62
Tab. 5:	<i>Delta change</i> Faktoren der flussbürtigen Nährstoffeinträge.....	63

Abkürzungsverzeichnis

AMSL	Meeresspiegel (<i>average mean sea level</i>)
aN	atmosphärischer Nährstoffeintrag
ATH	erhöhte Lufttemperatur (<i>air temperature high</i>)
ATL	verringerte Lufttemperatur (<i>air temperature low</i>)
c NH ₄ ⁺	Ammoniumkonzentration
c NO ₃ ⁻	Nitratkonzentration
c PO ₄ ³⁻	Phosphatkonzentration
c DIN	Konzentration des gelösten anorganischen Stickstoffs
CL	Bewölkung (<i>cloudiness</i>)
GSC	globale Solarkonstante (<i>global solar constant</i>)
h _{ice}	Eisdicke
h _{snow}	Höhe der Schneedecke
LIA	Kleine Eiszeit (<i>Little Ice Age</i>)
MCA	Mittelalterliche Warmzeit (<i>Medieval Warm Period or Medieval Climate Anomaly</i>)
MoWP	Moderne Warmzeit (<i>Modern Warm Period</i>)
MoIA	Moderne Eiszeit (<i>Modern Ice Age</i>)
N-fix.	Stickstofffixierung
Prec	Niederschlag (<i>precipitation</i>)
PRS	P ristines (vorindustrielles) S zenario
RH	relative Luftfeuchte (<i>relative humidity</i>)
rN	flussbürtiger Nährstoffeintrag
RR	flussbürtige Süßwasserzufuhr (<i>river runoff</i>)
ρ Chl.a	Konzentration von Chlorophyll <i>a</i>
ρ Cyano.	Stickstoffkonzentration der Cyanophyceen
ρ Diat.	Stickstoffkonzentration der Diatomeen
ρ Detr.	Stickstoffkonzentration des Detritus
ρ Flag.	Stickstoffkonzentration der Flagellaten
ρ Zoopl.	Stickstoffkonzentration des Zooplanktons
S	Salinität
Sat. _{O₂}	Sauerstoffsättigung
σ O ₂	Sauerstoffkonzentration
T	Temperatur
Tiefe u. M.	Tiefe unterhalb des Meeresspiegels
v _u	zonale Strömungsgeschwindigkeit
v _v	meridionale Strömungsgeschwindigkeit
vW _u	zonale Windgeschwindigkeit
vW _v	meridionale Windgeschwindigkeit
WVH	erhöhte Windgeschwindigkeit (<i>wind velocity high</i>)
WVL	verringerte Windgeschwindigkeit (<i>wind velocity low</i>)

Abstract

To understand present and future impacts of climate change on ecosystems like the Baltic Sea it is necessary to gain sophisticated knowledge about the natural variability of such a system. This study will provide insight into this topic by comparing different modelled scenarios of past climate states. Therefore, three Holocene periods, which reflect the climate and other external forcing variability, were chosen to be simulated by a three-dimensional circulation model coupled with a biogeochemical model. These periods are the Modern Warm Period, the Little Ice Age and the Medieval Warm Period. Because of the availability of instrumental data for the Modern Warm Period, it is possible to run the model with meaningful external forcing data and to validate the model with observation data. Thus, this work also deals with the validation of the model in order to show the strengths and weaknesses, and furthermore the usefulness of the model. The Modern Warm Period model finally serves as the reference model, which is used as the basis for the simulation of other scenarios. The simulation of the Little Ice Age and the Medieval Warm Period is based on a delta change approach, which was used to adapt the model's external forcing to their paleoclimatic conditions. The results of these experiments clearly show significant changes of the physical and biogeochemical variables. For example, compared to the Modern Warm Period the Little Ice Age water temperature throughout the whole Baltic Sea is reduced, whereas the salinity is increased. The oxygen concentration strongly increases only in the deeper part of the Baltic Sea. Contrary to these results, the water temperature of the Medieval Warm Period scenario is increased, and the salinity is decreased. The oxygen concentration is increased too at the deeper parts of the Baltic Sea, but not as high as for the Little Ice Age scenario. In these past scenario models there are no anoxic areas, which is consistent with sediment proxy data of these periods. These changed Baltic Sea conditions lead to a changing of the ecosystem itself. This is also reflected in the model by the biological compounds like diatoms, flagellates, cyanobacteria and zooplankton. Especially the expansion of the anoxic bottom areas influence the benthic communities, and to some extent the pelagic communities too. The natural variability of the external factors, which influence the Baltic Sea, affect this ecosystem in a significant way. To some extent, it is possible to project the development of the Baltic Sea for future scenarios with respect to past ecological states.

1. Einleitung

1.1 Charakterisierung der Ostsee

Das Einzugsgebiet der Ostsee erstreckt sich mit einer Fläche von etwa 1 720 270 km² (HELCOM, 2002) über Mittel-, Nord- und Osteuropa (Abb. 1). Davon bedeckt die Ostsee mit einem Volumen von rund 21 721 km³ eine Fläche von *ca.* 415 266 km² (HELCOM, 2002) und zählt zu den Neben- bzw. Randmeeren, dessen Bedingungen sich von anderen Meeren deutlich unterscheiden (Lozán *et al.*, 1996). Die heutige Ostsee entwickelte sich wie jedes andere Meer in geologischen Zeiträumen, wobei sie verhältnismäßig jung ist. Dabei durchlief sie verschiedene Phasen, die sich hydrologisch, sedimentologisch und ökologisch voneinander unterscheiden. Die erste Phase, welche auch geologisch nachweisbar ist, umfasst die eigentliche Entstehung am Ende der letzten Eiszeit vor *ca.* 17 000 - 10 200 Jahren (Niedermeyer, 2011). Vor allem durch die Schmelzwasser des baltischen Eisschildes entstanden große Eisstauseen. Durch geologische und klimatische Änderungen wechselten auch die ökologischen Bedingungen der damaligen Ostsee in teilweise drastischer Weise, vor allem durch die Schaffung bzw. Blockade von Verbindungen zu den salzhaltigen Ozeanen (Niedermeyer, 2011).

Durch ihre hydrographischen und ökologischen Eigenschaften ist die Ostsee besonders empfindlich gegenüber Klimaveränderungen, Verschmutzung und Eutrophierung sowie übermäßiger Ausbeutung ihrer Ressourcen und Potentiale (Lozán *et al.*, 1996). Durch eine intensive Landwirtschaft und die dichte Besiedlung von *circa* 85 Millionen Einwohnern (HELCOM, 2002) im Einzugsgebiet und aufgrund des geringen Wasseraustausches mit der Nordsee (Zufluss: 42,75 m³ · s⁻¹; Abfluss: 59,41 m³ · s⁻¹; Omstedt *et al.*, 2004) ist die Ostsee einer starken Eutrophierung durch Nährstoffeinträge ausgesetzt (Wasmund, 2002).

Kulturregion bestand nun auch die Möglichkeit die Probleme verstärkt gemeinschaftlich anzugehen wie z. B. mit der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EC (Commission of the European Communities, 2000) und der Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie 2008/56/EG (Commission of the European Communities, 2008). Die wichtigsten Punkte waren dabei die Wiederherstellung und Bewahrung eines „guten ökologischen Zustandes“, eine nachhaltige Fischerei sowie die Verringerung der Belastung durch Schadstoffeinträge und Eutrophierung (HELCOM, 2009, 2010, 2012). Eine Grundlage, die gesteckten Ziele zu erreichen, liegt im Wissen über die problemverursachenden äußeren Faktoren und deren Wirkungsweise auf das Ökosystem.

1.2 Stand der Forschung

Jeder Lebensraum wird von äußeren Faktoren mehr oder weniger stark beeinflusst, welche zeitlich gerichteten Entwicklungen sowie ungerichteten Schwankungen unterliegen und die irreversible, gerichtete Entwicklung des gesamten Ökosystems steuern (Lozán *et al.*, 1996). Diese Trends und Fluktuationen erzeugen Rückkopplungen im Ökosystem, welches aufgrund seines Puffervermögens bzw. seiner Elastizität diesen Kräften zu einem gewissen Grad entgegenwirken kann. Solange das System diese Veränderungen in den Randbedingungen aufzufangen vermag, befindet es sich in einem relativ stabilen Zustand, auch als *quasi steady state* bekannt (Scheffer *et al.*, 2001). Dabei ist es durchaus möglich, dass das Ökosystem von einem stabilen Zustand in einen anderen fällt, wenn es die räumlichen und zeitlichen Störprozesse nicht mehr ausgleichen kann (Gundersson & Holling, 2001). Anthropogen unbeeinflusste ökologische Zustände und die räumlichen und zeitlichen Variationen innerhalb dieser Zustände definieren den Begriff der natürlichen Variabilität (Ghil, 2003; Landres *et al.*, 1999). Auch die saisonalen und diurnalen Schwankungen sind demzufolge als natürlich einzuordnen. Aber auch die Fluktuationen in räumlichen Dimensionen sind natürlich, solange die Ursachen nicht anthropogen beeinflusst sind. Die interannuelle und interdekadische Variabilität der Ostsee wird vor allem durch die Nordatlantische Oszillation (NAO) (Hurrell, 1995) und durch den Wasseraustausch mit der Nordsee (Matthäus & Franck) hervorgerufen. Weiterhin ist zu bedenken, dass auch die Definition der stabilen Zustände keinesfalls trivial ist. Ein solcher stabiler Zustand kann sowohl durch die Stabilität gegen äußere Einflüsse (Puffervermögen) als auch durch eine Konstanz der äußeren Einflüsse erreicht werden. Insbesondere in paläologischer Sicht sind diese beiden Systemeigenschaften meist nicht trennbar, da nur die Effekte eines stabilen Zustandes, nicht deren Ursachen für

wissenschaftliche Untersuchungen verbleiben. Faktoren wie z. B. die Lufttemperatur, der Wind (Geschwindigkeit, Dauer und Richtung), die Süßwasserzufuhr und die Solarstrahlung sind maßgebend und kennzeichnend für das jeweilige Klima und nehmen Einfluss auf die Ökosysteme. Das Klima unterliegt dabei Variationen in zeitlichen Skalen von saisonaler und interannueller Dimension bis hin zu Zeitskalen von Jahrhunderten oder sogar Jahrtausenden. Die räumlichen Skalen des Klimas reichen von lokal über regional bis hin zu global.

Die enorme Komplexität eines Ökosystems ist ein wesentliches Hindernis für die Ökosystemforschung. Für die jeweiligen Fragestellungen müssen aus der Vielzahl von Randbedingungen und Variablen die entscheidenden Faktoren und Schlüsselvariablen ausgewählt werden. Dabei erhöhen sich die Komplexität und der Aufwand für die Untersuchungen mit steigender Anzahl an Faktoren und Variablen. Es kommen also nur solche Faktoren und Variablen in Frage, die den Zustand des Ökosystems ändern und weitere Faktoren bzw. Variablen steuern können. Die Salinität ist beispielsweise solch ein wesentlicher strukturbildender Faktor (Bonsdorff & Pearson, 1999; Laine, 2003; Remane & Schlieper, 1971; Schulz *et al.*, 2007), der für die Verteilung der Arten in der Ostsee verantwortlich ist (Abb. 2). Der Lebensraum weiter Teile der Ostsee ist durch den Salzgehalt im Brackwasserbereich geprägt und wird dementsprechend im westlichen Bereich zumeist von marin-euryhalinen Arten besiedelt, die ihren Ursprung im Gebiet der Nordsee und des Kattegat haben (Zettler *et al.*, 2000). Diese Fauna besteht zum Teil auch aus marinen Arten, welche durch den Salzwassereinstrom als Larven in die Ostsee eingebracht werden und sich dort weiter entwickeln, im Gegensatz zu den marin-euryhalinen Arten aber nicht fortpflanzen können (Zettler *et al.*, 2000). Ein ebenfalls die Verteilung der Arten bestimmender Faktor ist die Temperatur (Bonsdorff *et al.*, 2003; Kordas *et al.*, 2011), da sie u. a. biochemische und physiologische Prozesse beeinflusst und somit auf das Überleben, das Wachstum und die Reproduktion von Organismen wirkt (Wetthey, 1983). Weitere Schlüsselvariablen, die jedoch vor allem die Populationsstrukturen bestimmen, sind die Nährstoffe (Funkey *et al.*, 2014; Heip, 1995; Kotta *et al.*, 2007; Suikkanen *et al.*, 2013; Wasmund *et al.*, 2011). Die Nährstoffkonzentrationen spielen aber auch für die Verteilung insbesondere der autotrophen Organismen in der Ostsee eine wesentliche Rolle. Anhand der Populationsstrukturen und der räumlich-zeitlichen Verteilung können Rückschlüsse auf den Trophiestatus des jeweiligen Wasserkörpers gezogen werden. Umgekehrt ist es aber auch möglich, anhand des Trophiestatus die potentielle Populationsstruktur zumindest abzuschätzen. So kann z. B. bei auftretender Eutrophierung häufig eine Verschiebung der Dominanzverhältnisse von *Charophyceen* zu *Angiospermen* beobachtet werden (Yousef *et al.*, 1997). Aufgrund dieser unterschiedlichen Nischenbesetzungen bzw. Präferenzen an den Lebensraum

können einige Arten bei Kenntnis ihrer Lebensraumsprüche als Zeiger für die jeweiligen Umweltfaktoren genutzt werden. Für das Makrophytobenthos sind z. B. die Charophyceen als geeignete Zeiger nutzbar. Ausführliche Informationen zur geographischen Verteilung in der Ostsee über die letzten Jahrzehnte sowie über die Morphologie, Physiologie und Ökologie dieser Gruppe finden sich in Schubert & Blindow (2003). Für einige Arten ließ sich eine umfassende Änderung in der geographischen Verteilung vor und nach 1981 beobachten, wie z. B. für *Chara globularis* (Schubert & Blindow, 2003, S. 99–106) oder *Tolypella nidifica* (Schubert & Blindow, 2003, S. 223–233). Die Gattung *Fucus*, als weiteres Beispiel, eignet sich ebenfalls als Zeigerart – sowohl für die Salinität (Vuorinen *et al.*, 2015) als auch für die Eisausbreitung (Kiirikki & Ruuskanen, 1996; The BACC II Author Team, 2015).

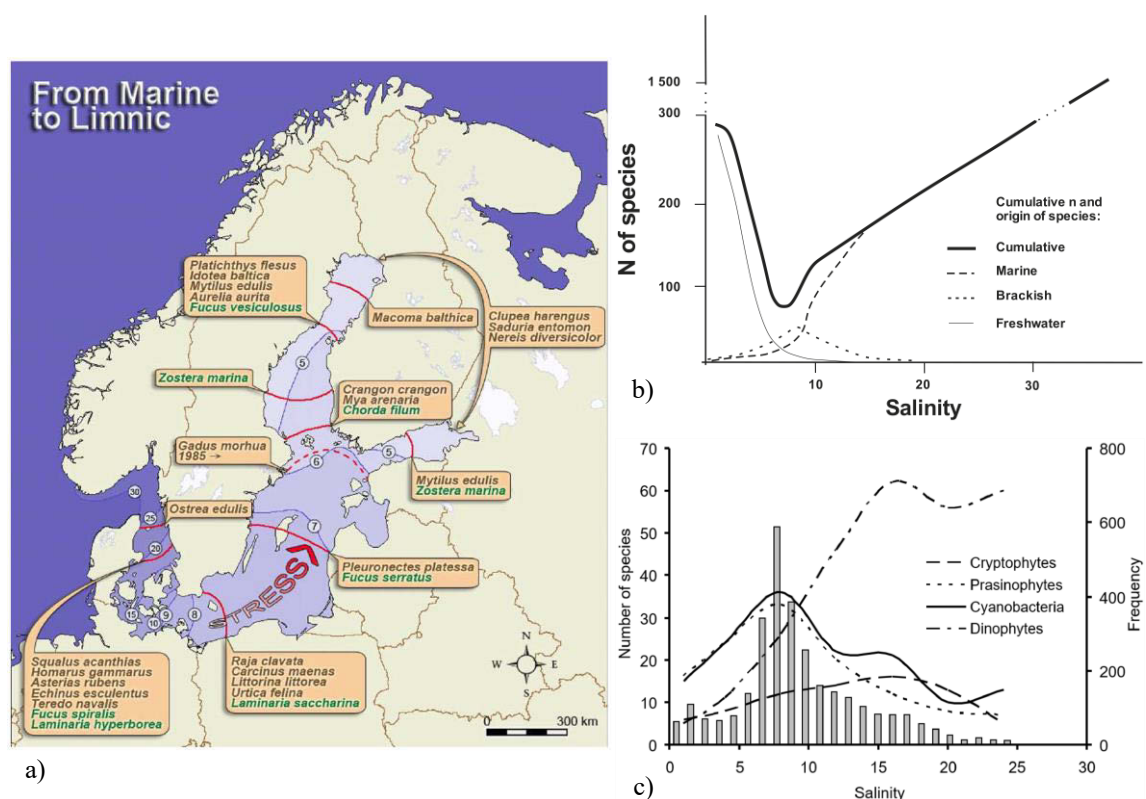


Abb. 2: Verbreitungsgrenzen ausgewählter Arten entlang des Salinitätsgradienten (Bonsdorff, 2006) (a). Artenzahlen in Abhängigkeit der Salinität (b) – Horohalinikum: 5-7 (aus Vuorinen *et al.*, 2015 modifiziert nach Remane & Schlieper, 1971). Artenzahlen der Protisten in Abhängigkeit der Salinität (Telesh *et al.*, 2011) (c).

Der Sauerstoffgehalt ist von entscheidender ökologischer Bedeutung für das Ökosystem, da er sowohl die Verteilung der Arten beeinflusst als auch zusammen mit den Nährstoffen als Ausschlussfaktor dient und somit ebenfalls die Populationsstrukturen beeinflusst (Bonsdorff *et al.*, 2003; Carstensen *et al.*, 2014; Norkko *et al.*, 2013). Gerade die Ausdehnung hypoxischer bzw. anoxischer Zonen im Wasserkörper (HELCOM, 2002; Unverzagt, 2001) spiegeln den ökologischen Zustand wider, da diese Zonen nur noch bedingt von einigen wenigen

Organismen als Lebensraum genutzt werden können (z. B. Gogina *et al.*, 2010). Dieser bereits von Schulz (1968) beschriebene Rückgang der benthischen Organismen in den Gebieten unterhalb der Halokline verstärkte sich laut Gosselck & Georgi (1984) in den 1970er und 1980er Jahren drastisch, was auch durch den Rückgang von langlebigen Arten wie *Arctica islandica* und *Astarte borealis* untermauert wird (Zettler *et al.*, 2000).

Um nun die natürlichen von den anthropogenen Zuständen trennen zu können, müssen Epochen mit unterschiedlichen Klimabedingungen und verschiedenen anthropogenen Einflüssen miteinander verglichen werden. Da es für die anthropogen mehr oder weniger unbeeinflussten paläoklimatischen Epochen keine direkten Messdaten der vorherrschenden Klimabedingungen gibt, können diese nur anhand von Proxydaten (z. B. Gletscherausdehnung, Eis- und Sedimentbohrkerne, u. a.) rekonstruiert werden (The BACC II Author Team, 2015). Anhand dessen ist es möglich, verschiedene Klimaepochen voneinander zu trennen und zeitlich einzuordnen. The BACC II Author Team (2015, S. 52–53) oder auch Mayewski *et al.* (2004) liefern mit ihrer Arbeit einen umfassenden Einblick in die Methodik paläoklimatischer Forschung. Weiterhin ist es Mayewski *et al.* (2004) gelungen, für den holozänen Zeitabschnitt sechs signifikante, schnelle Änderungsphasen des Klimas nachzuweisen, wovon einige zeitlich mit Zusammenbrüchen menschlicher Zivilisationen zusammentreffen.

1.3 Motivation

Dies erscheint plausibel, da die Menschheit, wie jedes andere Lebewesen auch, seit jeher von ihrer Umwelt abhängig ist und es auch in näherer Zukunft bleiben wird. Dabei ist es von unschätzbarem Wert, zukünftige natürliche und durch menschliche Aktivitäten hervorgerufene Probleme bzw. Änderungen von Umweltbedingungen zu kennen oder zumindest abschätzen zu können (z. B. Wüstenausbreitung, Zerstörung der Ozonschicht, Verschmutzung von Luft, Wasser sowie Boden, Naturkatastrophen u. a.), damit entsprechend darauf reagiert werden kann (Peng *et al.*, 2002b; Peng *et al.*, 2002a). Diese Abschätzung der Zukunft unternimmt der Mensch bereits seit langer Zeit, mindestens seit der Entwicklung des Agrarwesens. Seit diesen Anfängen des Vorhersehens entwickelte sich die Technik von einfachen Kalendern bis hin zu modernen, computergesteuerten Modellierungen von Ökosystemen. Der Blick in die Zukunft ist aber erst sinnvoll, wenn dieser mit bereits vergangenen Ereignissen oder Zuständen verglichen wird. Nur so kann bereits Erlerntes für zukünftige Situationen angewandt werden, was eine höhere Effektivität im Umgang mit den möglichen, zukünftigen Bedingungen verspricht. Gerade der Einfluss von Klimaänderungen auf die Ökosysteme und damit auch auf

die Lebensgrundlage der Menschheit ist von entscheidender Bedeutung. Deshalb ist es notwendig für diese Änderungen gewappnet zu sein, was vor allem ein Verständnis für die Dynamik des jeweiligen Ökosystems voraussetzt. Ein wichtiger Punkt für das Verständnis von Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen auf ein komplexes Ökosystem wie die Ostsee ist die Kenntnis der natürlichen Schwankungsbreite und deren zugrunde liegenden Mechanismen (Zillén & Conley, 2010). In diesem Sinne bearbeitet die vorliegende Arbeit in erster Linie die Auswirkung unterschiedlicher Klimabedingungen vergangener Epochen auf die Ostsee.

Die Modellierung entwickelte sich zu einem essentiellen Werkzeug der Umweltstudien, in denen instrumentelle Messungen in gewisser Hinsicht nur limitiert benutzt werden können (Peng *et al.*, 2002a). Ökosystemmodelle sowie experimentelle Modellstudien können in der Lage sein, uns mit Wissen auszustatten, welches für den Umgang mit zukünftigen Herausforderungen vorteilhaft ist. Das Verständnis des Einflusses von Klimaänderungen auf die Ökosysteme ist dabei eine maßgebende Voraussetzung, bevor überhaupt Vorhersagen bzw. Lösungsvorschläge gemacht werden können. Von Wechselwirkungen geprägte Variablen und Prozesse sind mit instrumentellen Mitteln nur schwierig und mit hohem Aufwand zu erfassen. Die Anwendung von numerischen Modellen bietet hierfür eine geeignete Alternative. Solche numerischen Modelle abstrahieren reale Zustände und liefern demzufolge ein komplex-reduziertes Abbild der jeweiligen Realität. Die Grundlagen der numerischen Berechnungen der im Modell berücksichtigten Variablen bestehen aus physikalischen Gesetzmäßigkeiten und empirischen Zusammenhängen. Weiterführende Informationen zur numerischen Modellierung finden sich z. B. in Fennel & Neumann (2014), in Kämpf (2009) und in Sanders (2007).

1.4 Forschungsziele

Die vorliegende Arbeit hat sich zur Aufgabe gemacht, neues Wissen über die komplexen Zusammenhänge zwischen Klimaänderungen bzw. –zuständen sowie anthropogenen Einflüssen und dem Ökosystem Ostsee zu schaffen. Die Erkenntnisgewinnung soll durch Modellierung der Ostsee während Epochen unterschiedlicher Klimata im baltischen Raum erreicht werden. Als sinnvoll für die Modellierung erschienen drei Epochen: die heutige moderne Warmzeit (MoWP, nach 1850), die kleine Eiszeit (LIA, 1550-1850) und die Zeit der mittelalterlichen Warmzeit (MCA, 900-1350) (The BACC II Author Team, 2015, S. 53). Dies liefert zwei Szenarien, welche sowohl ein kühleres (LIA) als auch ein wärmeres (MCA) Klima vorweisen und mit jeweils deutlich geringeren Nährstofffrachten ein anthropogen unbeeinflusstes Ökosystem simulieren.

Aus den vorherigen Abschnitten ergeben sich verschiedene Hypothesen, wobei für das hier behandelte Thema das Hauptaugenmerk auf die folgenden drei Hypothesen gelegt werden soll.

1. Aufgrund des geänderten Klimas und der damit verbundenen Änderungen im Wasserkreislauf verschiebt sich der Salinitätsgradient der Ostsee.
2. Während kälterer Perioden sind aufgrund der höheren Sauerstofflöslichkeit und der verringerten Produktionsraten die hypoxischen bzw. anoxischen Zonen der Ostsee kleiner als während warmer Zeitabschnitte.
3. Der anthropogene Einfluss durch Eutrophierung vergrößert die an- und hypoxischen Bereiche der Ostsee in entscheidender Weise, da die Limitierung der Primärproduzenten durch die Nährstoffe verringert wird.

2. Methoden

2.1 Das Modell

Die Methode der modellhaften Simulation des Ökosystems Ostsee wurde gewählt, um synoptische, hochaufgelöste Informationen zu erhalten. Zur Auswahl stehen verschiedene physikalische Zirkulationsmodelle, wie z. B. das *Rosby Centre Ocean circulation model* – RCO (Meier *et al.*, 2003) oder das *Modular Ocean Model* v.3.1 - MOM (Pacanowski & Griffies, 2000), und biogeochemische Modelle, wie z. B. das *Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model* - SCOB (Marmefelt *et al.*, 1999) oder das biogeochemische Modell des IOW - ERGOM (Neumann *et al.*, 2002), zur Verfügung. Das für diese Arbeit genutzte Modell ist eine Kombination des dreidimensionalen physikalischen Zirkulationsmodells *Modular Ocean Model* (MOM) (Pacanowski & Griffies, 2000) und des mit diesem gekoppelten biologisch geochemischen Modells ERGOM (Neumann, 2000).

2.1.1 MOM

Die physikalische Komponente der Simulation basiert auf den bereits erwähnten *Modular Ocean Model* (MOM) in der Version 3.1 (Pacanowski & Griffies, 2000). Die räumliche Auflösung des Modells umfasst 222 longitudinale, 240 latitudinale und 77 vertikale Schichten. Dies entspricht einer horizontalen Auflösung von etwa $0,1^\circ$ zwischen den Längengraden und $0,05^\circ$ zwischen den Breitengraden. Die äußeren geographischen Grenzen des Modells reichen zonal von $53,88^\circ$ N bis $65,88^\circ$ N und meridional von $8,33^\circ$ O bis $30,53^\circ$ O, wobei die modellierte Ostsee mit einem Volumen von etwa $24\,400\text{ km}^3$ eine Fläche von ungefähr $443\,000\text{ km}^2$ abdeckt. Die Mächtigkeit der Wasserschichten im Tiefengradienten ist ungleichmäßig verteilt und reicht von 1,5 m in den oberen 27 m Wassertiefe bis zu 5 m mit steigender Tiefe. Die zeitliche Auflösung der Berechnung des Modells beträgt 10 Minuten und wurde aus Kapazitätsgründen auf Monatsmittel reduziert.

Die Bedingungen der offenen Bereichsgrenze westlich des Skagerrak wurden nach Mutzke (1998) definiert und beinhalten den Wasserstand, die Salinität und die Wassertemperatur. Der

Zufluss an Frischwasser sowie der darin enthaltenen Nährstoffe (Ammonium, Nitrat und Phosphat) wurde durch die Einbindung der 20 größten Flüsse entlang der Ostseeküste in das Modell simuliert. Des Weiteren wurde das thermodynamische Eismodell von Winton (2000) integriert, welches sowohl die Eisausbreitung (ohne Eisdrift) als auch die Stärke der Eisbedeckung und damit auch den zusätzlichen Druck auf die Wasserfläche simuliert (Neumann & Schernewski, 2008). Die atmosphärischen Antriebsdaten basieren auf dynamischen *down-scaling* Berechnungen des ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) und ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) Projektes durch das hochaufgelöste regionale Atmosphären-Ozean Modell RCAO (Meier, 2006).

2.1.2 ERGOM

ERGOM ist ein biologisches und geochemisches Modell, welches verschiedene Statusvariablen berechnet, um den Stickstoffkreislauf im Ökosystem widerzuspiegeln. Neumann (2000) veröffentlichte eine ausführliche Beschreibung dieses biogeochemischen Modells inklusive der zugrundeliegenden Gleichungssysteme. Die durch das ERGOM Modell berechneten Statusvariablen umfassen die Konzentrationen für Ammonium, Nitrat und Phosphat sowie den Sauerstoffgehalt, drei funktionelle Gruppen der Primärproduzenten (Diatomeen, Flagellaten und Cyanobakterien), Zooplankton, Detritus und schlussendlich noch Sediment als Reservoir für organische und anorganische (Nähr-) Stoffe. Die Primärproduktion wird durch die Solarstrahlung und die Aufnahme von Stickstoff angetrieben. Die Diatomeen und Flagellaten gewinnen den Stickstoff aus gelöstem Nitrat und in Form von Ammonium. Die funktionelle Gruppe der Cyanobakterien nehmen eine Sonderstellung ein, da sie in der Lage sind, atmosphärischen Stickstoff zu binden und diesen in den Stoffkreislauf der Ostsee einzubringen. Der Stickstoff gelangt mittels Aufnahme des Phytoplanktons durch das Zooplankton in die Gruppe der Konsumenten. Durch das Absterben des Phyto- und Zooplanktons gelangen der Stickstoff und der Phosphor in das Reservoir des Detritus und weiter in mineralisierter gelöster bzw. gebundener Form ins Wasser bzw. ins Sediment. Einen generellen Überblick zu den beteiligten Variablen und deren Beziehungen verschaffen das Flussdiagramm in Abb. 3 sowie die Artikel von Neumann (2000), Neumann *et al.* (2002) und Neumann & Schernewski (2008).

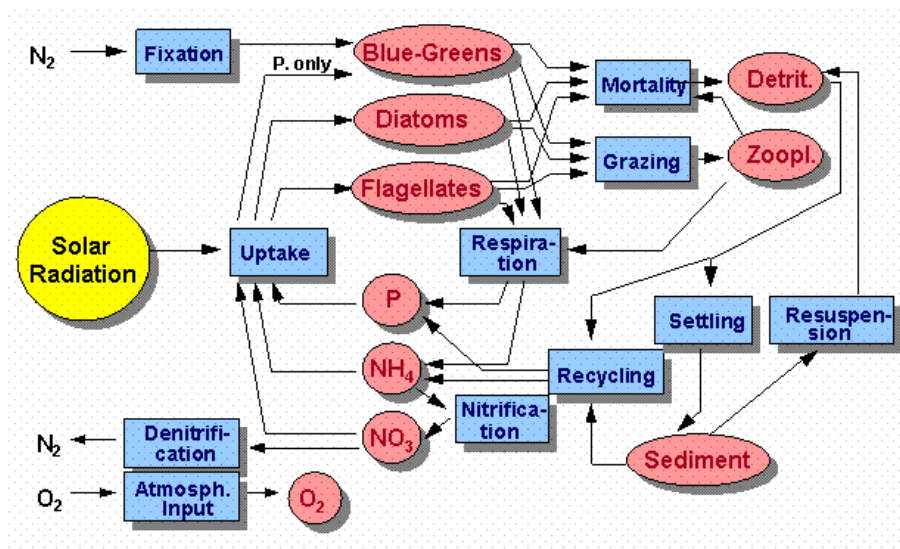


Abb. 3: Prozessdiagramm des ERGOM Modells (modifiziert nach Neumann, 2000).

2.2 Der *delta change* Ansatz

Für die Simulation paläoklimatologischer Zeiträume ist es notwendig die externen Antriebskräfte, welche auf das Ökosystem Ostsee einwirken, entsprechend der jeweiligen vorherrschenden Bedingungen anzupassen. Dies kann durch aufwendige Modellierungen des paläoklimatischen Klimas erfolgen oder durch Veränderung eines bekannten klimatischen Zustandes mit Hilfe paläoklimatischer Daten. Da diese Daten jedoch nicht direkt gemessen wurden, geschieht diese Adaptation durch die Verarbeitung indirekter Daten und Schätzungen für die jeweiligen zu untersuchenden Zeiträume. So ist es beispielsweise möglich, Proxydaten zur Abschätzung klimatischer Zustände mit Hilfe von Messdaten aus Eisbohrkernen abzuleiten. Sei zum Beispiel die Differenz der Lufttemperatur zwischen der modernen Warmzeit und der Kleinen Eiszeit -2 K, so ist dies der *delta change* Wert, mit dessen Hilfe die externe Einflussgröße Lufttemperatur des Referenzmodells modifiziert wird. Demnach werden zu allen Werten der Lufttemperatur -2 K addiert. Ein großer Vorteil dieser *delta change* Methode ist die unkomplizierte Anwendung, die es erlaubt, viele unterschiedliche Experimente durchzuführen, ohne jedes Mal die klimatischen Bedingungen neu berechnen zu müssen. Es ist weiterhin möglich diesen Ansatz auszuweiten und durch Transformation mit einer vorher definierten Funktion sowohl die Lage der Daten als auch deren Streuung zu ändern, was mit der additiven Anwendung der Methode nicht funktioniert (Abb. 4).

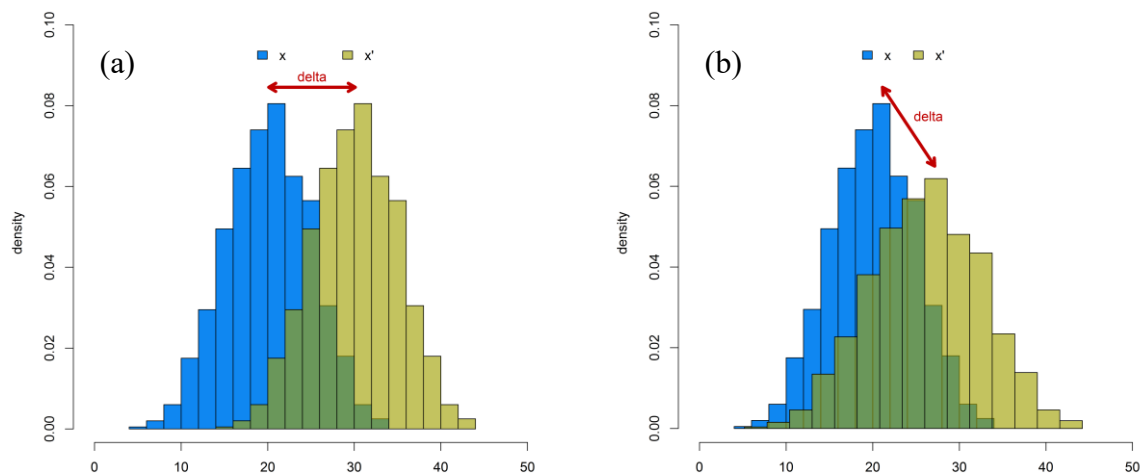


Abb. 4: Die additive *delta change* Methode (a) verändert nur die Lage der Daten. Die Streuung dagegen ist nicht von einer Änderung betroffen. Im Gegensatz dazu verändert die Anwendung einer Transformation, in diesem Fall eine multiplikative *delta change* Methode (b), sowohl die Lage als auch die Streuung der Daten.

Da es sinnvoll und auch notwendig ist, die paläoozeanographischen Modellszenarien mit einem validierten Referenzmodell zu vergleichen, wurde zuerst die Modellierung des rezenten Zeitraumes durchgeführt. Dies ist insofern erforderlich, da nur für diesen Zeitbereich genügend instrumentell ermittelte Daten für eine Validierung des Modells vorliegen. Außerdem müssen möglichst exakte klimatische Antriebsdaten zur Verfügung stehen. Dies ist für den Zeitraum von 1961 bis 2007 der Fall, welcher im weiteren Verlauf dieser Arbeit exemplarisch für die Moderne Warmzeit (MoWP) ausgewählt wurde. Das Szenario der Modernen Warmzeit dient wie bereits erwähnt zur Validierung des Modells, aber auch als Referenz für den Vergleich mit den paläoklimatischen Szenarien und den Sensitivitätsstudien. Für die Sensitivitätsstudien wurden einzelne Variablen der Randbedingungen modifiziert, was Rückschlüsse auf die Empfindlichkeit des modellierten Ökosystems bezüglich der geänderten Variablen zulässt. Die Szenarien der paläoozeanographischen Modellierungen sind wesentlich komplizierter aufzusetzen und zu validieren, was auf den Mangel bzw. das Fehlen an instrumentellen Messungen zurückzuführen ist. Das Modell wird mit Hilfe von Proxydaten aus den erwähnten Epochen angepasst, wodurch die historischen Gegebenheiten simuliert werden. Das Maunder Minimum (ca. 1645 – 1715) dient als Zeitabschnitt für das Szenario der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Zeitraum um 1200 entspricht dem Szenario der Mittelalterlichen Warmzeit (MCA) (vgl. Eddy, 1977a; Lean *et al.*, 1995; Bard *et al.*, 2000). Obwohl Daten aus diesen Epochen sehr rar sind, konnten Werte für die atmosphärischen Antriebskräfte, die Globalstrahlung, den Meeresspiegel am Kattegat und die Frischwasser- und Nährstoffzufuhr der Flüsse ermittelt werden. Diese Daten stammen aus unterschiedlichen Quellen. So wurden für die Daten der atmosphärischen

Faktoren sowie für den Meeresspiegel am Kattegat Modellierungsergebnisse aus den Arbeiten von Hansson *et al.* (2010) verwendet, welche bezüglich der Lufttemperatur nach Kabel *et al.* (2012) verändert wurden. Die angenommenen Werte für die Frischwasser- und Nährstoffzufuhr der Flüsse errechneten sich aus Daten von Schernewski & Neumann (2005). Die Änderungen der atmosphärischen Nährstoffeinträge wurden in Bezug zu den Flusseinträgen geschätzt, da die Datenlage hierbei für eine sinnvolle Berechnung nicht ausreichte. Eine ausführliche Beschreibung der Modifikationen für die einzelnen Szenarien findet sich in den entsprechenden Kapiteln. Welche Einflussfaktoren innerhalb der jeweiligen Szenarien angepasst wurden, ist in Tab. 1 zusammengefasst.

Tab. 1: Übersicht der Modellexperimente mit Angabe der Modellkennung, der modifizierten Einflussfaktoren sowie des zugehörigen Kapitels der vorliegenden Arbeit. (T: Lufttemperatur, RH: relative Luftfeuchte, Cl: Bewölkung, v_{Wu} & v_{Wv} : Windgeschwindigkeit, Prec: Niederschlag, RR: flussbürtige Süßwasserzufuhr, aN: atmosphärischer Nährstoffeintrag, rN: Nährstoffeintrag durch Flüsse, AMSL: Meeresspiegel, GSC: globale Solarkonstante)

Modellkennung	Modifizierte Einflussfaktoren	Kapitel
MoWP	keine	3
ATL, ATH	T	4
WVL, WVH	v_{Wu} , v_{Wv}	4
LIA	T, RH, Cl, v_{Wu} , v_{Wv} , Prec, RR, aN, rN, AMSL, GSC	5
MCA	T, RH, Cl, v_{Wu} , v_{Wv} , Prec, RR, aN, rN, AMSL, GSC	5
MoIA	T, RH, Cl, v_{Wu} , v_{Wv} , Prec, RR, AMSL, GSC	6
PRS	aN, rN	6

2.3 Statistik

In Abb. 5 ist der Ablaufplan für die Durchführung der Versuche schematisch dargestellt. Um sinnvolle statistische Vergleiche durchführen zu können und somit relevante Aussagen über die einzelnen Szenarien treffen zu können, bedarf es einer Referenz, wie oben bereits erwähnt, das Szenario der Modernen Warmzeit (MoWP). Für eine Abschätzung des Vertrauensbereiches, also der Validität des Modells, erfolgte eine umfassende statistische Vergleichsanalyse mit instrumentellen Messwerten. Nach der Validierung wurde das Modell auf seine Sensitivität gegenüber einzelnen äußeren Einflussfaktoren (Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit) untersucht, um anschließend die paläoklimatischen Szenarien zu berechnen.

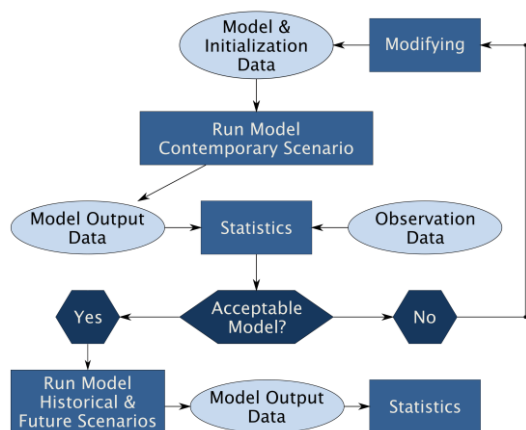


Abb. 5: Arbeitsplan für die Versuchsdurchführung.

Eine Auflistung der durchgeführten Modellberechnungen bzw. der Szenarien ist in Tab. 1 angegeben. Zur statistischen Auswertung wurden die vom Modell berechneten Zustandsvariablen des Ökosystems Ostsee für die jeweiligen Szenarien herangezogen. Dazu zählen z. B.: Temperatur, Salinität, Sauerstoffgehalt und Sauerstoffsättigung (berechnet nach Weiss, 1970), Strömungsregime, Nährstoffkonzentrationen (Ammonium, Nitrat, Phosphat), funktionelle Gruppen der Primärprodu-

zenten (Flagellaten, Cyanobakterien, Diatomeen), Stickstofffixierung, Zooplankton, Detritus und Eisdicke.

Die gesamte statistische Datenanalyse und Visualisierung der Modellszenarien erfolgte mit Hilfe eines Computers sowie der statistischen Software 'R' (R Development Core Team, 2014). Die Datenauswertung und –darstellung erfolgte aufgrund der Dimensionalität und der sehr hohen Datendichte für ausgewählte Ausschnitte der Modellszenarien. Je Szenario und Variable existieren $222 \text{ Longituden} \cdot 240 \text{ Latituden} \cdot 77 \text{ Tiefenstufen} = 4\,102\,560$ räumliche Gitterpunkte, wovon 369 354 Berechnungsergebnisse der Modelle enthalten. Bei Berücksichtigung der zeitlichen Dimension (30 Jahre mit je 12 Monaten) steigert sich die Anzahl an berechneten Datenpunkten auf 132 967 440. Zur Datenreduktion wurden regionale Bereiche aus den Modellsimulationen extrahiert, welche für eine genauere Untersuchung der interessierenden Variablen sinnvoll erschienen. So ist die bodennahe Wasserschicht entscheidend zur Identifizierung der Ausbreitung an- bzw. hypoxischer Zonen in der Ostsee. Auch ein Transsekt als vertikaler Schnitt durch die Ostsee entlang der Becken und Schwellen der Ostsee mit einer Länge von 2632 km (Abb. 6) gibt Aufschluss über die Ausbreitung dieser Zonen, aber zusätzlich z. B. auch über die Schichtung von Temperatur und Salinität sowie über die Verteilung von Nährstoffen.

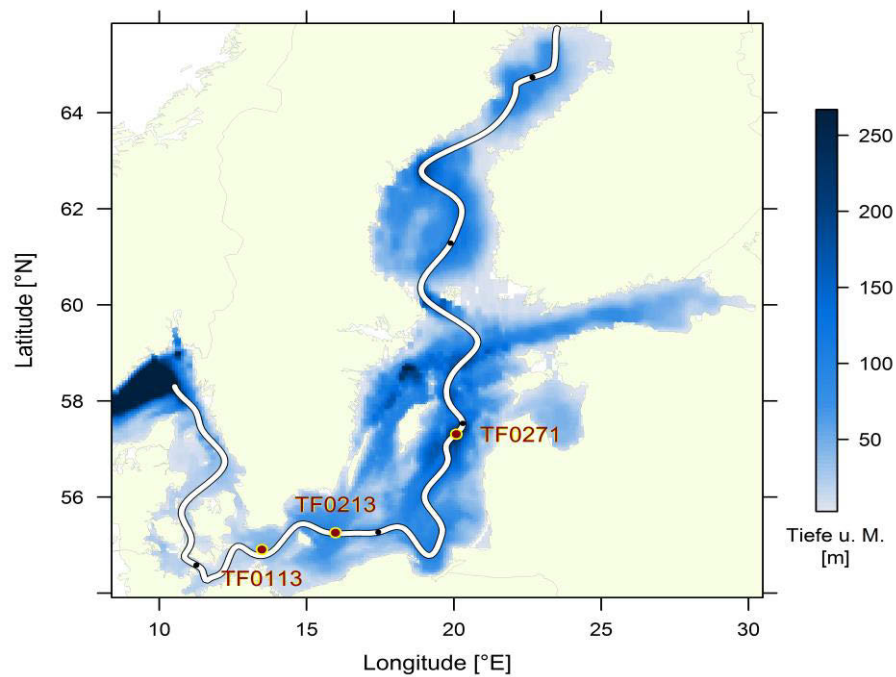


Abb. 6: Darstellung der Topographie des Modells der Ostsee sowie des betrachteten Transsektes entlang ausgesuchter Becken und Schwellen (weiße Linie) und dreier Stationen.

Die Untersuchung der Meeresoberfläche bzw. der oberen Schichten kann Kenntnisse zu Variablen wie die Eisausbreitung und Eismächtigkeit als auch die Änderungen im Strömungsregime, die Ausbreitung von Phyto- und Zooplankton, Stickstofffixierung sowie die Ausbildung von Gradienten (Temperatur, Salinität) liefern. Für einige Variablen (z. B. Phosphatkonzentration) ist es sinnvoll, die Daten über die Wassersäule zu integrieren, um Daten für die gesamte Ostsee als Bilanz berücksichtigen zu können. Karten der Tiefenausbreitung bestimmter Zonen wie der Halokline, der Redoxkline, der Durchmischungszone, aber auch der hypoxischen Grenzschicht können ebenfalls zum Verständnis der Dynamik innerhalb der Ostsee beitragen. Wenn es um die Verteilungsstruktur der Daten je Messpunkt geht, ist die Darstellung von Schnitten eher ungeeignet, da nur einzelne deskriptive statistische Eigenschaften (z. B. Mittelwert, Median, Varianz) dargestellt werden können. Für die anschauliche Darstellung der Verteilungsstrukturen kommen geplottete Profile ausgewählter Stationen zum Einsatz. Dadurch ist es möglich, mehrere Quantile der Verteilung in ein einziges Diagramm zu bringen. Es wurden hierbei drei Stationen unterschiedlicher Wassertiefe gewählt. Dabei handelt es sich um die Station TF113 (13,48°O; 54,91°N) in der Arkonasee, die TF213 (15,98°O; 55,26°N) im Bornholm Becken und um die TF271 (20,08°O; 57,31°N) im Gotlandbecken (vgl. Abb. 6). Die drei Stationen unterscheiden sich sowohl in ihrer räumlichen Lage als auch in ihrer maximalen Tiefe. Die Station TF113 befindet sich im flachen Wasser mit einer maximalen Tiefe von 48 m, TF213 erreicht eine Tiefe von 91 m und liegt im Bereich mittlerer Tiefe. Die Station TF271 stellt die Tiefwasserstation mit einer maximalen Tiefe von 238 m dar.

Für die vergleichende Statistik zweier Szenarien (z. B. LIA-MoWP) wurden die Daten der beteiligten Modellszenarien an jedem räumlichen Punkt (Gitterzelle) für jeden Abschnitt untersucht. Für die statistische Analyse wurden die letzten 30 Jahre einer Modellberechnung berücksichtigt, da die ersten 17 Jahre als Adaptationszeitraum aus der statistischen Analyse entfernt wurden. Dies ist auch dem sogenannten spin-up Effekt geschuldet, welcher in Kapitel 5.2 genauer erläutert wird. Daraus ergibt sich eine Anzahl von $30 \cdot 12$ Werten ($N=360$) je Szenario und Gridzelle. Für die Betrachtung saisonaler Unterschiede (siehe Anhang) ergibt sich eine Anzahl von $30 \cdot 3$ Werten ($N=90$). Das Signifikanzniveau α wurde hierbei auf 0,05 festgelegt. Um zu überprüfen, ob sich die Lage der Daten beider Szenarien unterscheiden und welcher statistische Test dafür geeignet ist, bedarf es zuvor einer Überprüfung von Voraussetzungen für die Statistik. Die erste Voraussetzung ist die Unabhängigkeit der Daten beider Szenarien, was in diesem Fall zutrifft, da die Szenarien unabhängig voneinander berechnet wurden. Der zweite Schritt ist der Test auf Normalverteilung (Gross & Ligges, 2015) unter Nutzung des Cramer-von-Mises-Tests (Thode Jr., 2002). Bei vorhandener Normalverteilung erfolgte als nächster Schritt die Überprüfung der Varianzhomogenität mittels F-Test. War Varianzhomogenität gegeben, konnte der abschließende Test auf Unterschiede in der Lage der Daten mit Hilfe einer *anova* (Chambers *et al.*, 1992) oder dem t-Test (Wilcox, 1996) durchgeführt werden. Bei Varianzheterogenität wurde der t-Test mit einer Korrektur nach Welch durchgeführt (Wilcox, 1996). Wenn die Verteilung der Daten nicht normalverteilt war, wurde mittels Kolmogorov-Smirnov-Zwei-Stichproben-Test (Conover, S. 309–314) überprüft, ob die Verteilungen die gleiche Form besitzen. Die abschließende Überprüfung auf Unterschiede in der Lage erfolgte bei gleicher Verteilungsform durch den U-Test von Wilcoxon, Mann und Whitney (Toutenburg, 1994) und anderenfalls durch den Median-Test (Bortz *et al.*, 1990; Wilcox, 1996). Ob sich die Daten der Szenarien hinsichtlich ihrer Variabilität unterscheiden, konnte bei Normalverteilung wie bereits erwähnt mittels F-Test untersucht werden. Bei nichtnormalverteilten Daten wurde dafür der Levene-Test (Fox & Weisberg, 2011) genutzt. Die Vorgehensweise für die Statistik soll nun noch einmal anhand eines Beispiels verdeutlicht werden. Dazu sollen die Unterschiede in der Salinität der bodennahen Wasserschicht zwischen den Szenarien LIA und MoWP analysiert werden. In Abb. 7 ist der Entscheidungsprozess für den geeigneten Test nachzuvollziehen. Zuerst wurden beide Szenarien hinsichtlich ihrer Verteilung untersucht. Dabei wurde festgestellt, dass die meisten Daten nicht normalverteilt waren. Daraus resultiert der folgende Schritt zur Untersuchung der Verteilungsform. Als Ergebnis des Kolmogorov-Smirnov-Zwei-Stichproben-Tests lässt sich erkennen,

dass die Verteilungen der Daten in fast allen Bereichen dieses Ausschnittes zwischen den zwei Szenarien nicht gleich geformt sind.

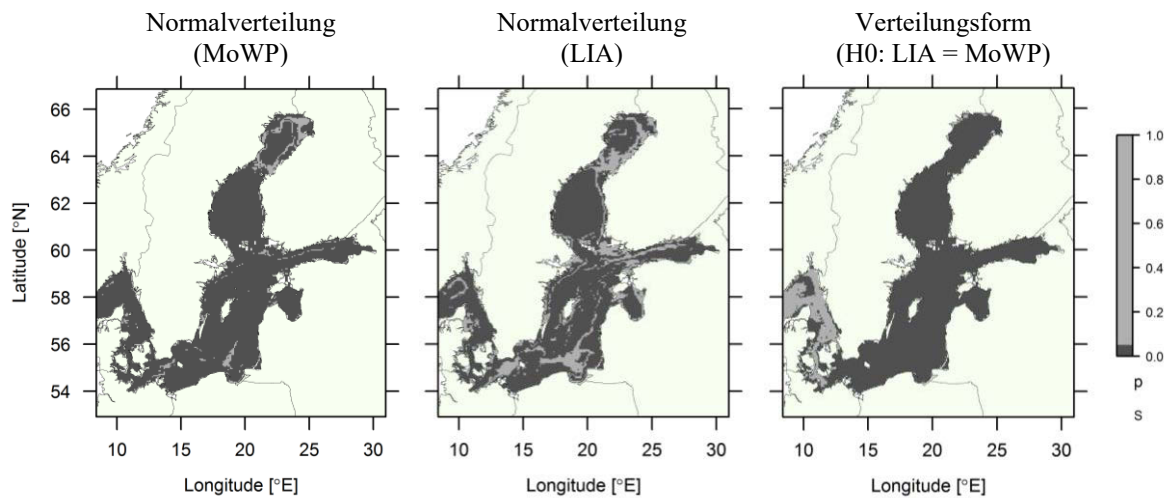


Abb. 7: Darstellung der statistischen Überprüfung von Testvoraussetzungen am Beispiel der Salinität der bodennahen Wasserschicht für die Szenarien MoWP und LIA, um somit den geeigneten Test zur Feststellung signifikanter Unterschiede dieser Szenarien zu ermitteln.

Daraus ergeben sich die Anwendung des Median-Tests zur Überprüfung der Signifikanz in den Lageunterschieden und der Levene-Test zur Signifikanz der Varianzunterschiede (Abb. 8). Der Median-Test zeigt in diesem Fall die Signifikanz der Differenzen in der Salinität für die gesamte Ostsee mit Ausnahme des Kattegat, des Skagerag sowie der dänischen Sunde. Der Levene-Test zeigt signifikante Varianzunterschiede insbesondere in der Bottensee und Bottenwiek, auch wenn die Unterschiede in der Varianz nahezu null sind und demzufolge keine ökologische Relevanz besitzen. Alle Ergebnisse der statistischen Tests für die vergleichenden Untersuchungen der Szenarien in Form solcher Abbildungen sind im Anhang zu finden.

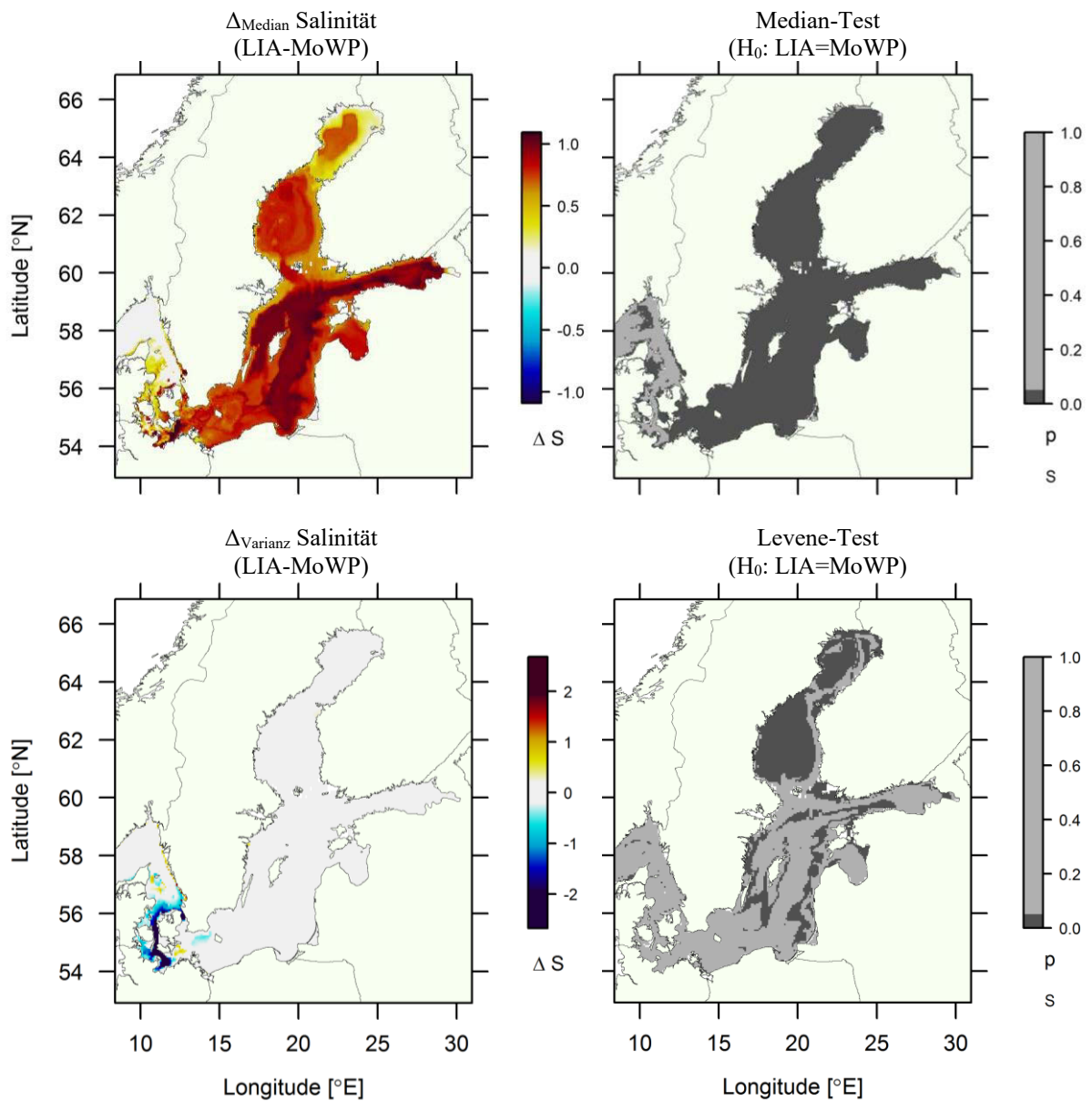


Abb. 8: Vergleichende statistische Analyse der modellierten Salinitätsdaten der bodennahen Wasserschicht für die Szenarien MoWP und LIA. Dargestellt sind die Unterschiede in der Lage der Salinitätsdaten (oben links), die Signifikanzprüfung der Lageunterschiede mittels Median-Test (oben rechts), die Unterschiede in der Varianz der Salinitätsdaten (unten links) und die Signifikanzprüfung der Varianzunterschiede mittels Levene-Test (unten rechts).

3. Referenz-Szenario

3.1 Simulation der Modernen Warmzeit (MoWP)

Das Szenario der Modernen Warmzeit umfasst eine Zeitspanne von 47 Jahren von 1961 bis einschließlich 2007. Wie bereits in Kapitel 2.3 beschrieben, berücksichtigt die statistische Auswertung und Darstellung die Jahre von 1978 bis 2007. Damit wird ein Zeitraum mit starker anthropogener Einflussnahme auf das Ökosystem Ostsee erfasst und durch das Modell anhand ausgewählter Schlüsselvariablen beschrieben und charakterisiert. Dieses Experiment dient nach seiner Validierung als Referenz für die weiteren experimentellen Szenarien und ist daher von entscheidender Bedeutung.

3.2 Ergebnisse zur Modellierung der MoWP

3.2.1 Temperatur, Salinität, Sauerstoffgehalt, Strömung, Eisausbreitung

Die für eine Charakterisierung des Ökosystems Ostsee notwendigen physikalischen Variablen sind die Temperatur, die Salinität und der Sauerstoffgehalt. Diese drei Variablen werden heutzutage meist standardmäßig per CTD Sonde gemessen, da sie den abiotischen Zustand in der Wassersäule mit einem vergleichsweise geringen Aufwand widerspiegeln. Daraus ergeben sich auch die Lage der Halokline und der Redoxkline. Ebenso lassen sich aus diesen Daten die Verbreitungsgebiete hypoxischer und anoxischer Zonen gewinnen, welche bei einer zeitlichen Auflösung auch einen wichtigen Einblick in die Zustandsentwicklung der Ostsee liefern. Außer diesen Variablen spielen auch die Strömungsverhältnisse sowie der Grad der Durchmischung der Wasserkörper eine wesentliche Rolle in der Entwicklung der Ostsee.

Die obere Schicht der Ostsee ist entscheidend für die Produktivität, da hier die Sonnenenergie durch phototrophe Organismen zur Synthese von organischen Molekülen aus Kohlendioxid, Wasser, Nährstoffen sowie Spurenelementen genutzt wird. Die Sonnenenergie fließt entlang der Nahrungsnetze zu den Organismen höherer trophischer Ebenen. Dies kann allerdings nur

erfolgen, wenn diese Organismen einen geeigneten Lebensraum vorfinden. Da unterschiedliche Arten auch verschiedene Präferenzen bezüglich der Umweltfaktoren haben, sind die Artenzusammensetzungen auch verschieden für unterschiedliche Lebensräume. Daher sind auch die räumlichen und zeitlichen Strukturen der Umweltfaktoren wichtige Einflussgrößen für die Verteilung der Arten im Ökosystem. Sowohl die Temperatur als auch die Salinität sind durch einen Gradienten sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung gekennzeichnet. In Abb. 9 sind diese Gradienten der Modellierungsergebnisse für die MoWP dargestellt. Die Strömungsgeschwindigkeiten bilden keinen solchen Gradienten aus und sind vorrangig durch die topographischen und morphologischen Gegebenheiten der Ostsee, die vorherrschenden Winde als auch den Wasseraustausch mit dem Einzugsgebiet und die Nordsee gekennzeichnet. Die Strömungsgeschwindigkeiten v_u (West-Ost, latitudinal, zonal) und v_v (Süd-Nord, longitudinal, meridional) für die MoWP Simulation sind ebenfalls in Abb. 9 dargestellt. Die mediane Jahrestemperatur weist einen Gradienten von ungefähr 1 °C im Norden bis 10 °C im Süden der Ostsee auf. Die Salinität erreicht im Westen Werte von über 30 und sinkt Richtung Osten auf weniger als 5. Demzufolge ist auch eine entsprechende Verteilung von Organismen entlang ihres Toleranzbereiches für diese Faktoren zu erwarten. Diese Variablen stehen auch im Zusammenspiel mit der Eisbedeckung, welche vor allem in den nördlichen Regionen der Ostsee, wie der Bottenwiek, stark ausgeprägt ist (Abb. 10).

Die vertikale Verteilung der Salinität wird durch das Zusammenspiel von Einstromereignissen salzreichen Wassers aus der Nordsee sowie den salzarmen, limnischen Zuströmen aus den Flüssen des Einzugsgebietes bestimmt, wobei sich die salzhaltigen Wassermassen unter die salzärmeren Schichten schieben, wodurch ein vertikaler Salinitätsgradient entsteht. In Abb. 11 lässt sich sowohl der horizontale als auch der vertikale Salinitätsgradient erkennen. Des Weiteren sind auch die Haloklinen anhand der scharfen Trennlinien innerhalb der Farbskala dieser Darstellung deutlich ausgeprägt.

Die Haloklinen sind Grenzschichten der Wasserkörper, da aufgrund des mehr oder weniger stark ausgeprägten Sprungs in der Salinität und damit in der Dichte ein Austausch der Moleküle über die Halokline hinweg erschwert ist. Die Einstromereignisse, welche beinahe regelmäßig in geringem Ausmaß stattfinden und nach langanhaltenden Ostwinden und darauf folgenden starken Westwinden an Intensität und Reichweite gewinnen (*major baltic inflows* MBI), befördern salz- und sauerstoffhaltiges Wasser über die Schwellen in die Ostseebecken (Döös *et al.*, 2004; Feistel *et al.*, 2008). Dadurch erfolgt eine Versorgung der tiefen Wasserschichten mit Sauerstoff, der anschließend durch Oxidation organischer Substanz (Detritus) wieder verbraucht wird (Gustafsson & Omstedt, 2009).

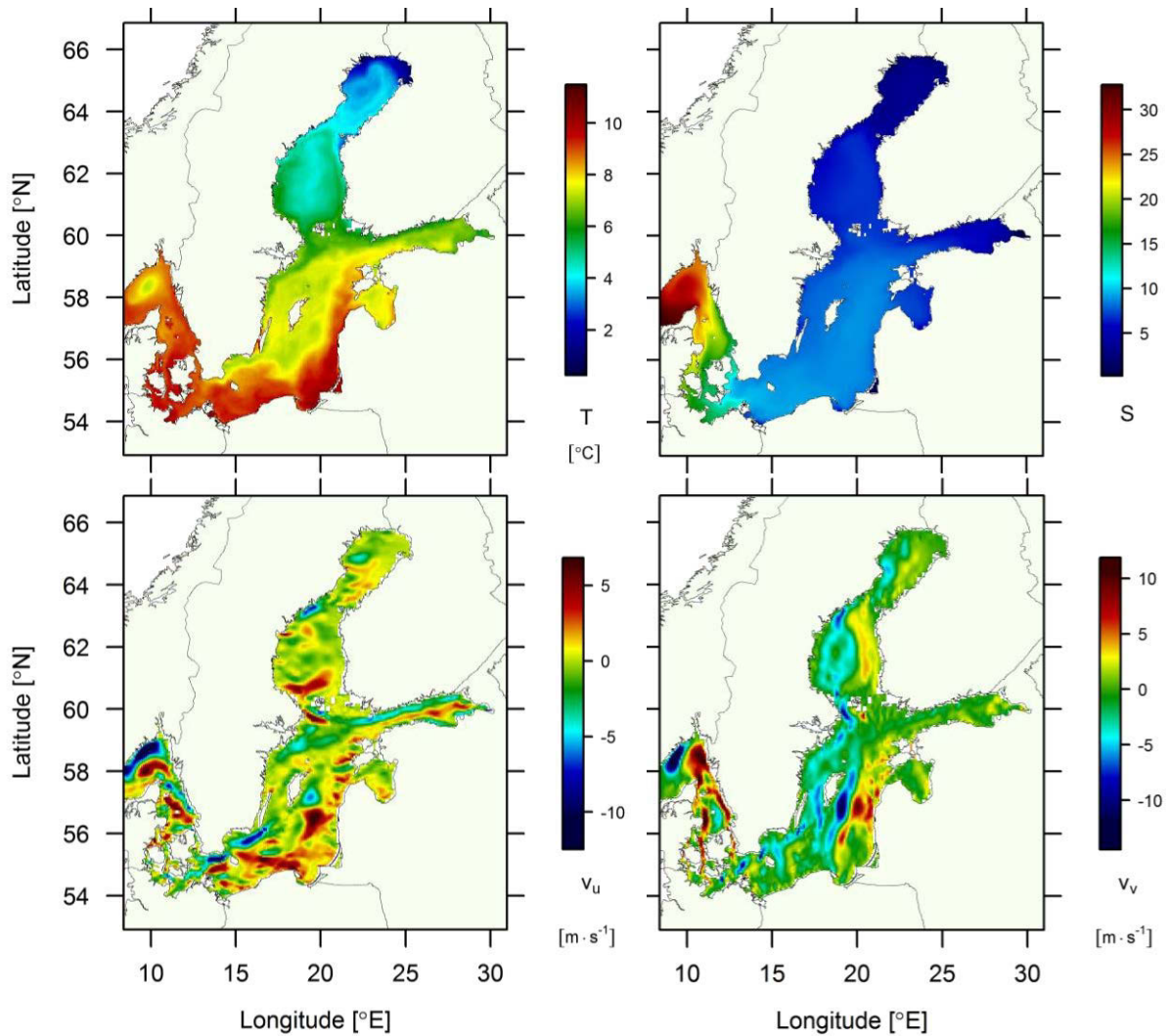


Abb. 9: Mediane der modellierten Daten für Temperatur, Salinität und Strömungsgeschwindigkeit (u, v) der oberen 0 – 10 m Schicht der Ostsee für das Referenzszenario der MoWP.

Die vertikale Verteilung der Temperatur hingegen ist aufgrund der Dichteanomalie des Wassers und der unterschiedlichen Salinität der jeweiligen Wasserkörper etwas komplexer aufgebaut. Dadurch entstehen auch die saisonalen Temperaturschichtungen (Feistel *et al.*, 2008) in der Ostsee (Abb. 12). Eine weitere Variable mit herausragender ökologischer Bedeutung ist der Sauerstoffgehalt. Während dieser im Oberflächenwasser der Ostsee mit einer Konzentration von etwa 10 ml je Liter

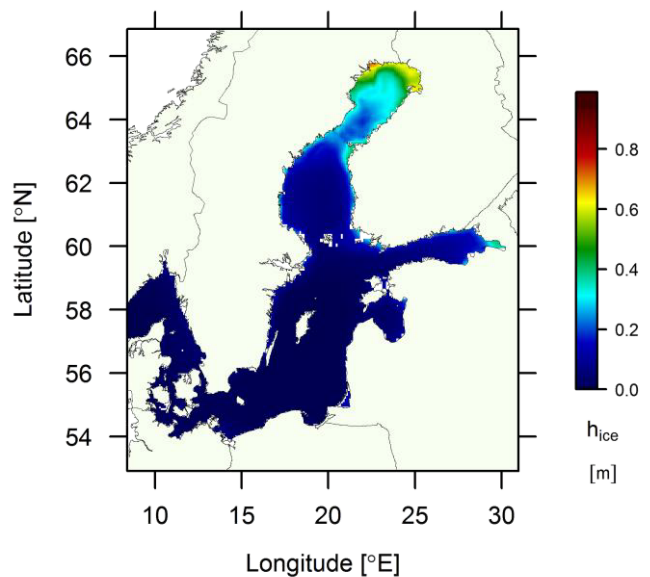


Abb. 10: Mittelwert der modellierten winterlichen Eisbedeckung der Ostsee für das MoWP Szenario.

unkritisch für die aeroben Organismen ist, liegt er in weiten Bereichen der tieferen Ostsee im hypoxischen bzw. anoxischen Bereich (Abb. 11 und Abb. 13). Diese an- und hypoxischen Bereiche werden weitläufig auch als *dead zones* bezeichnet, was die Tatsache widerspiegelt, dass die Artenvielfalt in diesen Gebieten stark reduziert ist (Carstensen *et al.*, 2014; Conley *et al.*, 2009; Diaz & Rosenberg, 2008; Laine *et al.*, 2007; Powilleit & Kube, 1999).

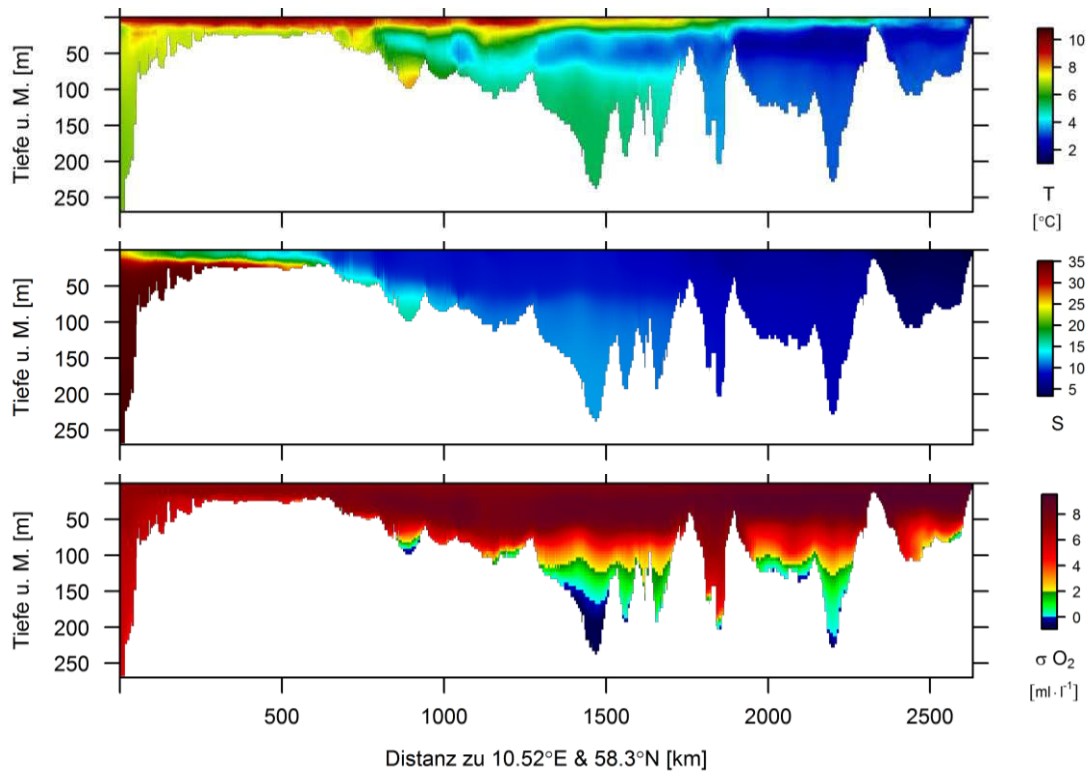


Abb. 11: Mediane der modellierten Daten für Temperatur, Salinität und Sauerstoffgehalt entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee für das MoWP Szenario.

Da die intensiven Einstromereignisse bei Betrachtung eines Jahres selten erfolgen (HELCOM, 2002; Laine *et al.*, 1997; Matthäus & Franck) und die Durchmischung der Wassersäule aufgrund der stabilen Schichtung erschwert ist, sind die tiefen Wasserschichten durch eine sehr geringe Variabilität der physikalischen Faktoren Temperatur und Salinität gekennzeichnet (Abb. 14–16). Erhöhte Varianzen der Temperatur sind vor allem in den Flachwasserbereichen bis etwa 30 m anzutreffen. Wie allerdings aus Abb. 14 (a) und (c) entnommen werden kann, sind die Temperaturvarianzen in der Arkonasee und zum Teil auch in der Beltsee erhöht, was auf den Einfluss von Einstromereignissen aus den dänischen Sunden schließen lässt. Weiterhin ist eine erhöhte Varianz der Temperatur auch in den Bereichen der Flussmündungen in Abb. 14 (b) und (c) zu erkennen, was die jahreszeitlich in Menge und Temperatur unterschiedlichen Zuflüsse widerspiegelt. Die Variabilität der Salinität hingegen ist fast ausschließlich innerhalb der dänischen Sunde und dem vorgelagerten Kattegat erhöht (Abb. 15).

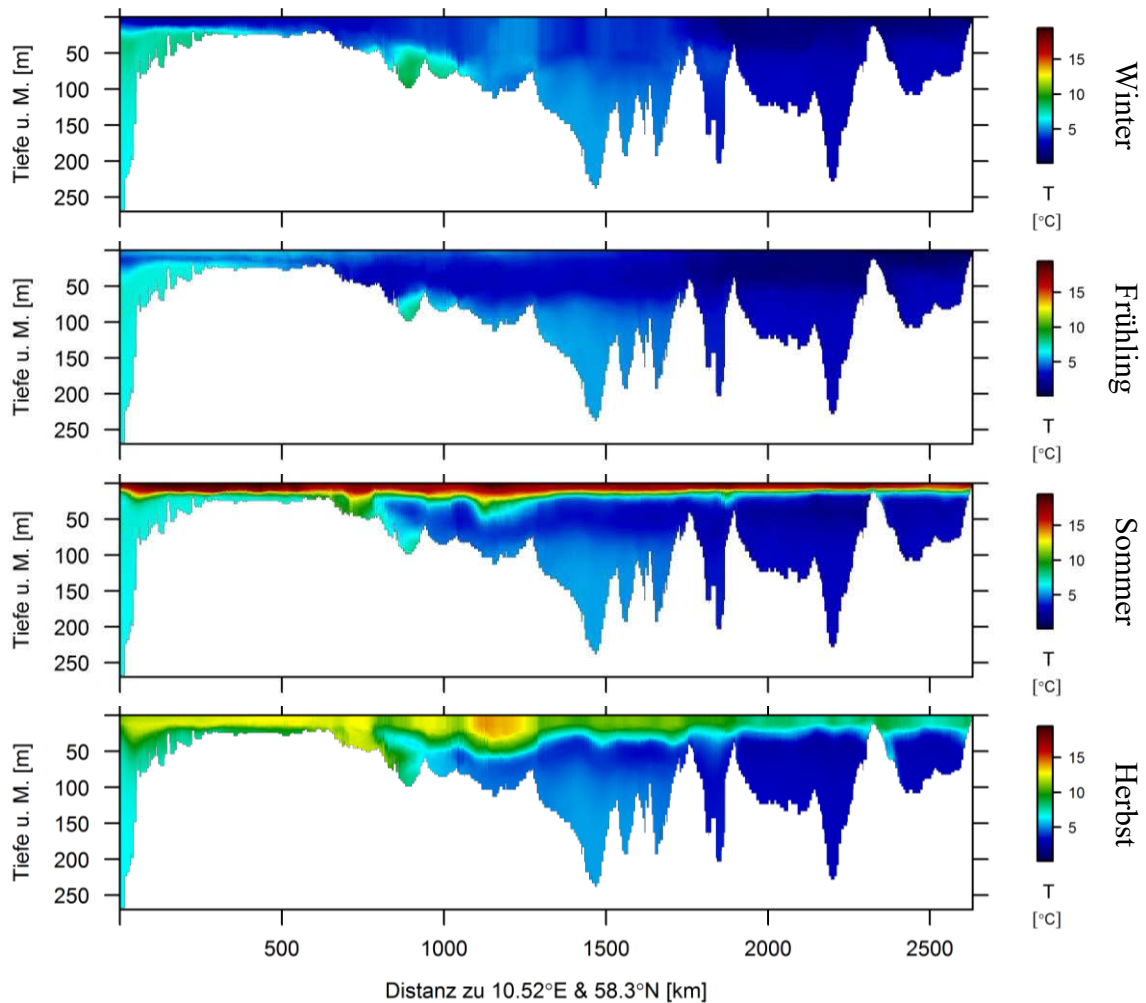


Abb. 12: Mediane der modellierten Daten der saisonalen Temperatur entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee für das MoWP Szenario.

In den tiefen Bereichen der Arkonasee lässt sich ebenfalls, wenn auch nur eine leichte Erhöhung der Salinitätsvarianzen erkennen. Dies ist insofern verständlich, da das einströmende salzhaltige Wasser entsprechend seiner Dichte unterhalb der weniger salinen Wassermassen fließt und sich mit den Wasserkörpern der gleichen Dichte vermischt. In diesen Regionen erfolgt auch die Vermischung bzw. der Austausch der Wassermassen, insbesondere bei starken Einstromereignissen (Feistel *et al.*, 2008, S. 7). Dieser Zufluss salzreichen Wassers während solcher Einstromereignisse beeinflusst auch die Variabilität der Sauerstoffkonzentration (Abb. 16). Die tiefen Bereiche entlang der Einströmrichtung des salzhaltigen Wassers aus dem Kattegat über die dänischen Sunde in die Becken sind von einer erhöhten Varianz im Sauerstoffgehalt geprägt. Eine andere Möglichkeit eine derartige Varianzänderung im Sauerstoffgehalt in der Tiefe zu erzeugen, wäre eine Vertikalventilation (Omstedt *et al.*, 2014; Elken & Matthäus, 2008; Meier *et al.*, 2006). Dies wird aber durch eine starke Schichtung der Wassermassen behindert. Die Varianzen der Sauerstoffkonzentrationen sind insbesondere in den bodennahen

Bereichen der zuvor erwähnten Einstromgebiete mit salz- und sauerstoffreichem Nordseewasser (Dänische Sunde, Belt-, Arkonasee, Abb. 16 a und c), den Flussmündungen (Abb. 16 b und c) sowie den Bereichen der thermohalinen Schichtung erhöht (Abb. 16 a).

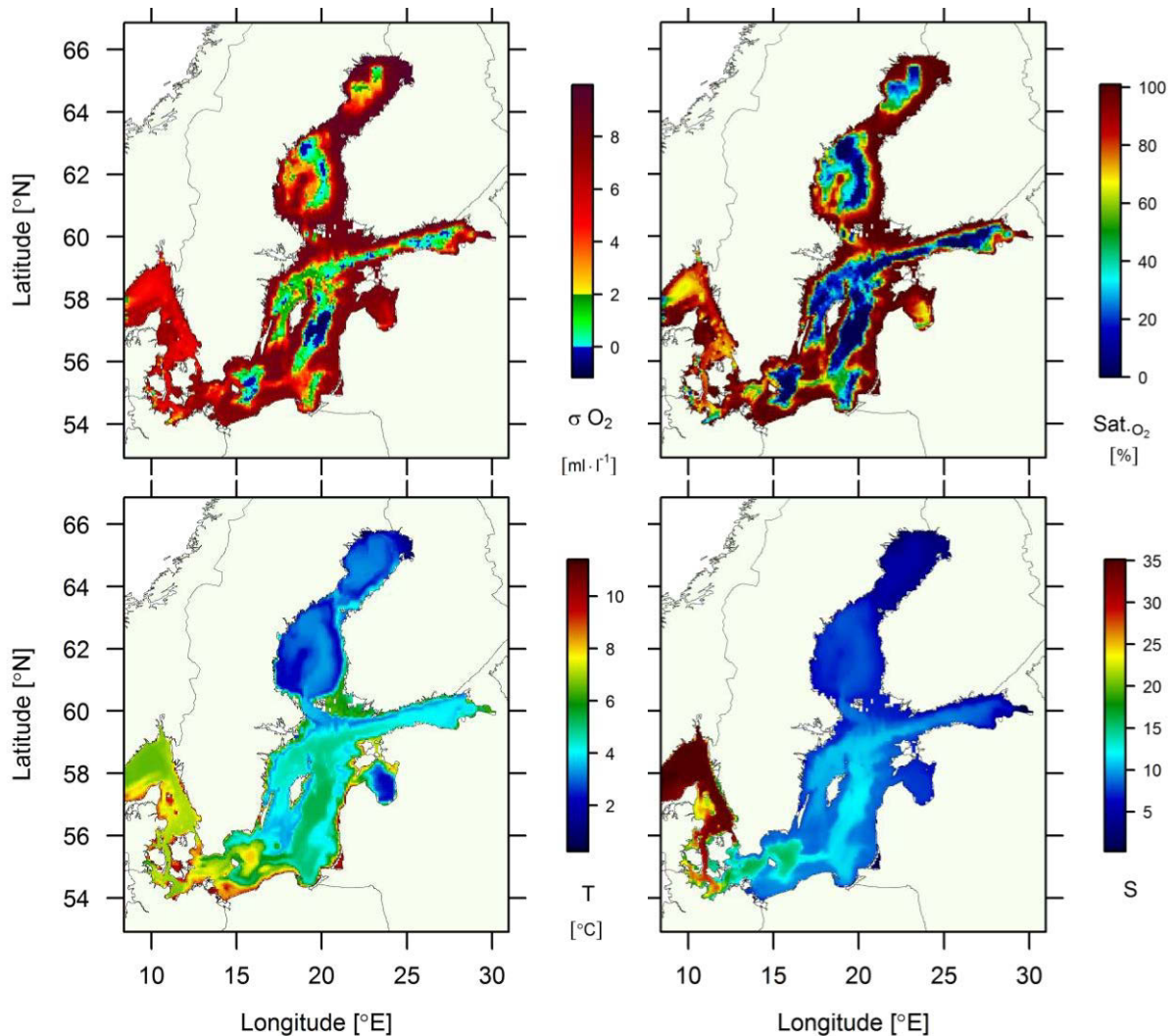


Abb. 13: Mediane der modellierten Daten der Sauerstoffkonzentration und -sättigung, der Temperatur und der Salinität der bodennahen Wasserschicht für das MoWP Szenario.

Die Schichtung und Variabilität der betrachteten Variablen lassen sich auch anhand der drei ausgewählten Stationen zeigen. So sind die Schwankungen der Wassertemperatur in der obersten Schicht erhöht, was auf die saisonalen Lufttemperaturunterschiede zurückzuführen ist. Die Wasseroberfläche weist die höchsten Temperaturen über der Wassersäule auf. Die kältesten Schichten liegen nicht am Meeresboden, sondern unterhalb der wärmeren Oberflächenschicht. Je nach Station befindet sich die Schicht in einer anderen Tiefe. Für die Station TF0113 befindet sich diese Schicht in einem Bereich von 25 bis 30 m, für TF0213 dagegen bereits in Tiefen von 40 m und für die Station im Gotlandbecken liegt die Kaltwasserschicht in Tiefen zwischen 40 und 60 m.

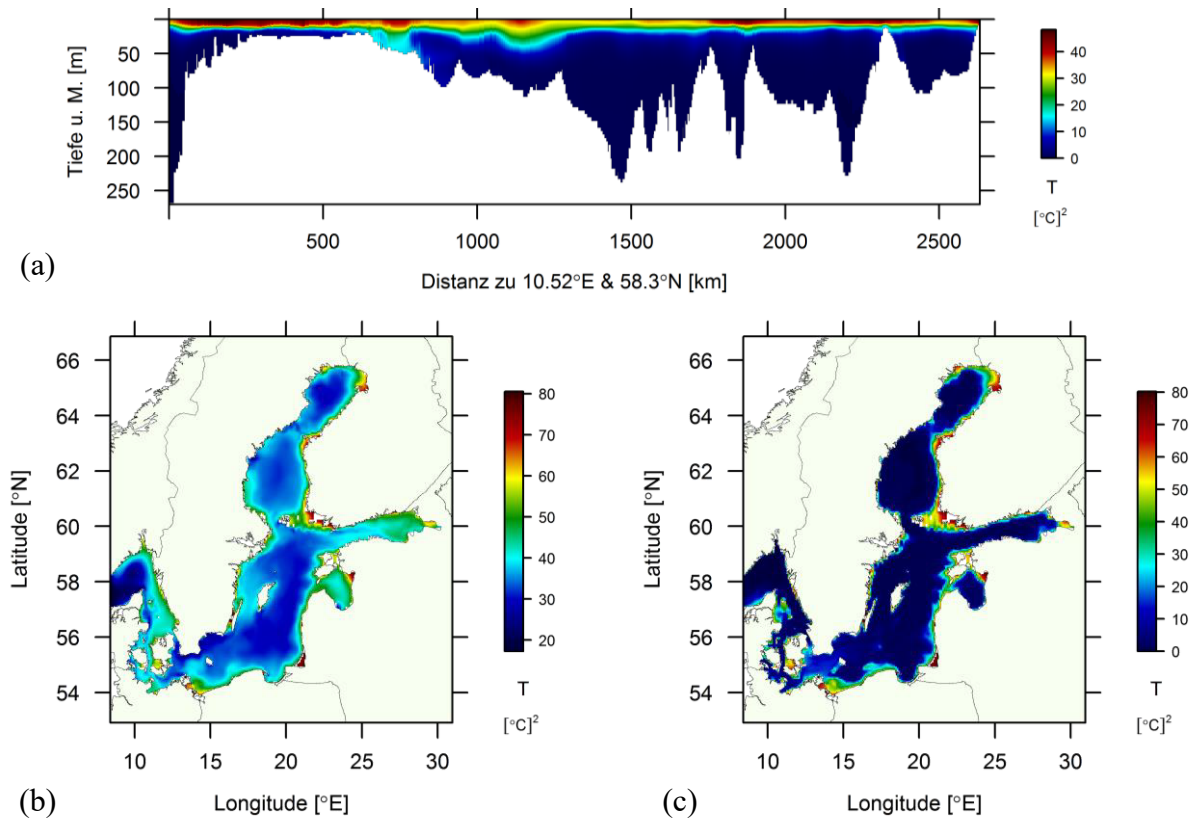


Abb. 14: Varianzen in der modellierten Wassertemperatur für das MoWP Szenario: entlang des Transsektes aus Abb. 6 (a), für die 0–10 m Oberflächenschicht (b) und für die bodennahe Wasserschicht (c).

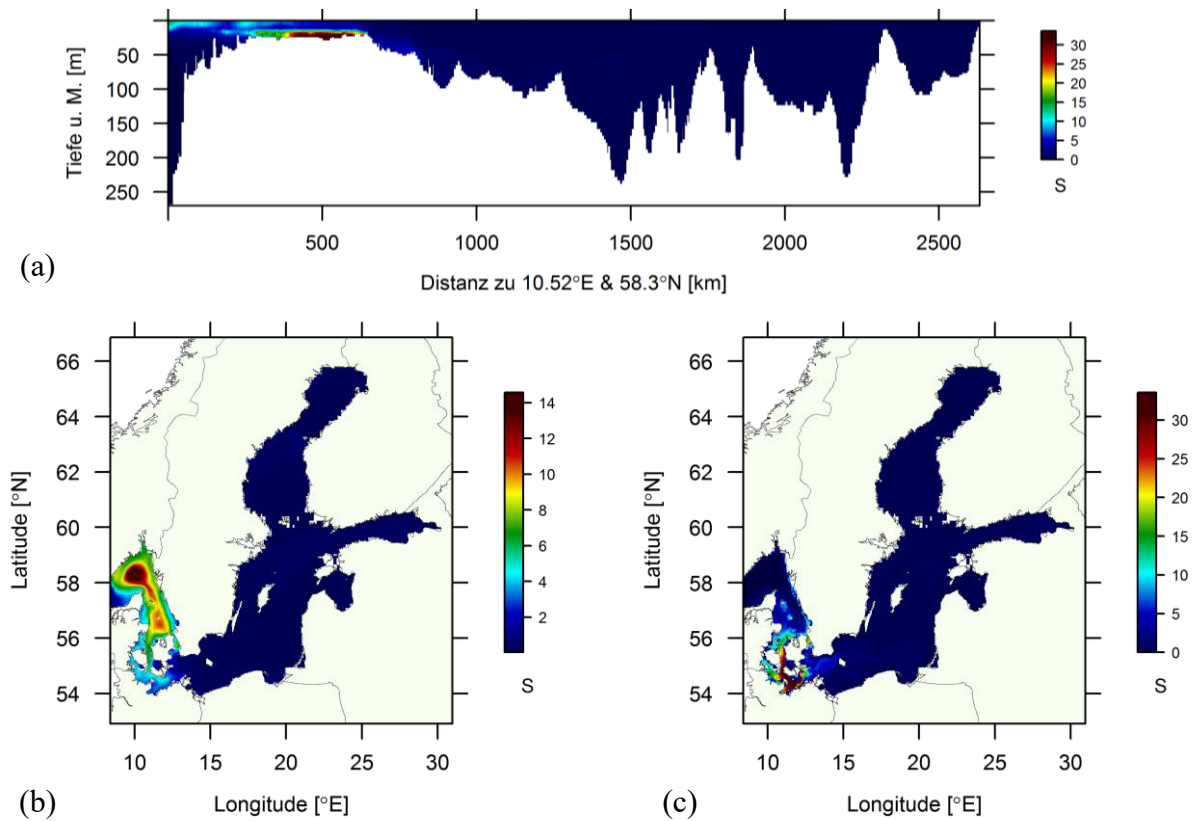


Abb. 15: Varianzen in der modellierten Salinität für das MoWP Szenario: entlang des Transsektes aus Abb. 6 (a), für die 0–10 m Oberflächenschicht (b) und für die bodennahe Wasserschicht (c).

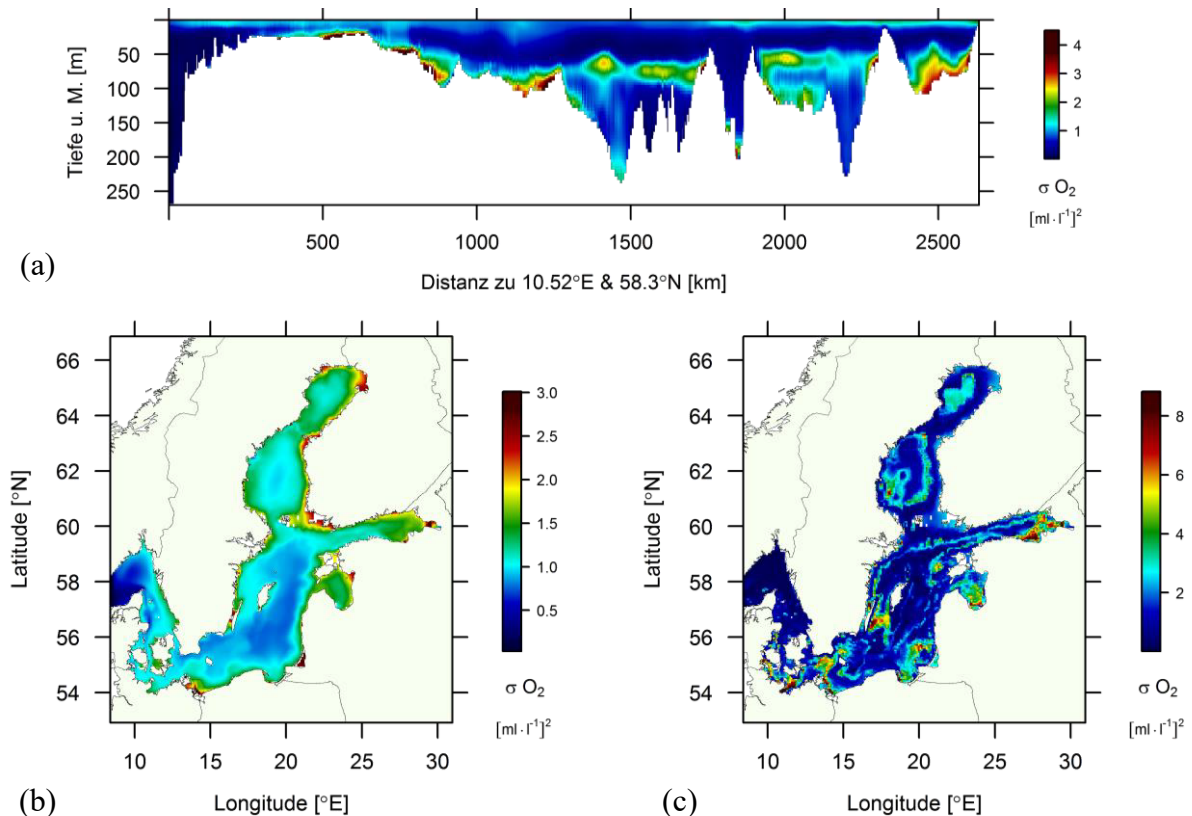


Abb. 16: Varianzen in der modellierten Sauerstoffkonzentration für das MoWP Szenario: entlang des Transektes aus Abb. 6 (a), für die 0–10 m Oberflächenschicht (b) und für die bodennahe Wasserschicht (c).

Dass die Salinität einen großen Einfluss auf die Schichtung der Temperatur hat, wird auch bei vergleichender Betrachtung der Stationsdaten von Temperatur und Salinität in Abb. 17 deutlich. Die kalten Wasserschichten sammeln sich direkt über der Halokline und damit oberhalb der tiefen, salzhaltigeren Schichten. Diese Schichtung des Wasserkörpers bedingt gleichzeitig auch eine Schichtung in Bezug auf die Sauerstoffkonzentrationen. In Abb. 11 und 17 ist die vertikale Verteilung der Sauerstoffkonzentration dargestellt. Dabei ist eine ständige hohe Verfügbarkeit von Sauerstoff in der obersten Wasserschicht über der Haloklinen zu erkennen. In dieser Schicht wird zu keiner Zeit ein hypoxischer bzw. anoxischer Zustand erreicht. Unterhalb dieser Grenzschicht nimmt der Sauerstoffgehalt stetig ab und erreicht in einigen, vor allem tiefen, vom Wasseraustausch nur begrenzt beeinflussten Teilen der Ostsee hypoxische sowie anoxische Werte. Abbildung 13 stellt die Sauerstoffkonzentration direkt über dem Meeresgrund dar, wodurch die Ausbreitung der an- und hypoxischen Bereiche veranschaulicht wird. Hier sei aber darauf hingewiesen, dass das Modell die Bereiche in der Bottensee womöglich nicht realitätsnah berechnet (s.a. Eilola *et al.*, 2011), da in diesem Ostseeabschnitt für gewöhnlich keine Anoxie beobachtet wird (Abb. 2.26 in HELCOM, 2009, S. 55). Diese fehlerhafte Berechnung ist möglicherweise auf die topographische Auflösung und die geographische Meerverengung im Bereich von Åland zurückzuführen. Die eigentliche Validierung des

Modells für die gesamte Ostsee, welche die Zuverlässigkeit und Aussagekraft der zugrundeliegenden Modellberechnungen prüft, wird in Kapitel 3.3 dargelegt.

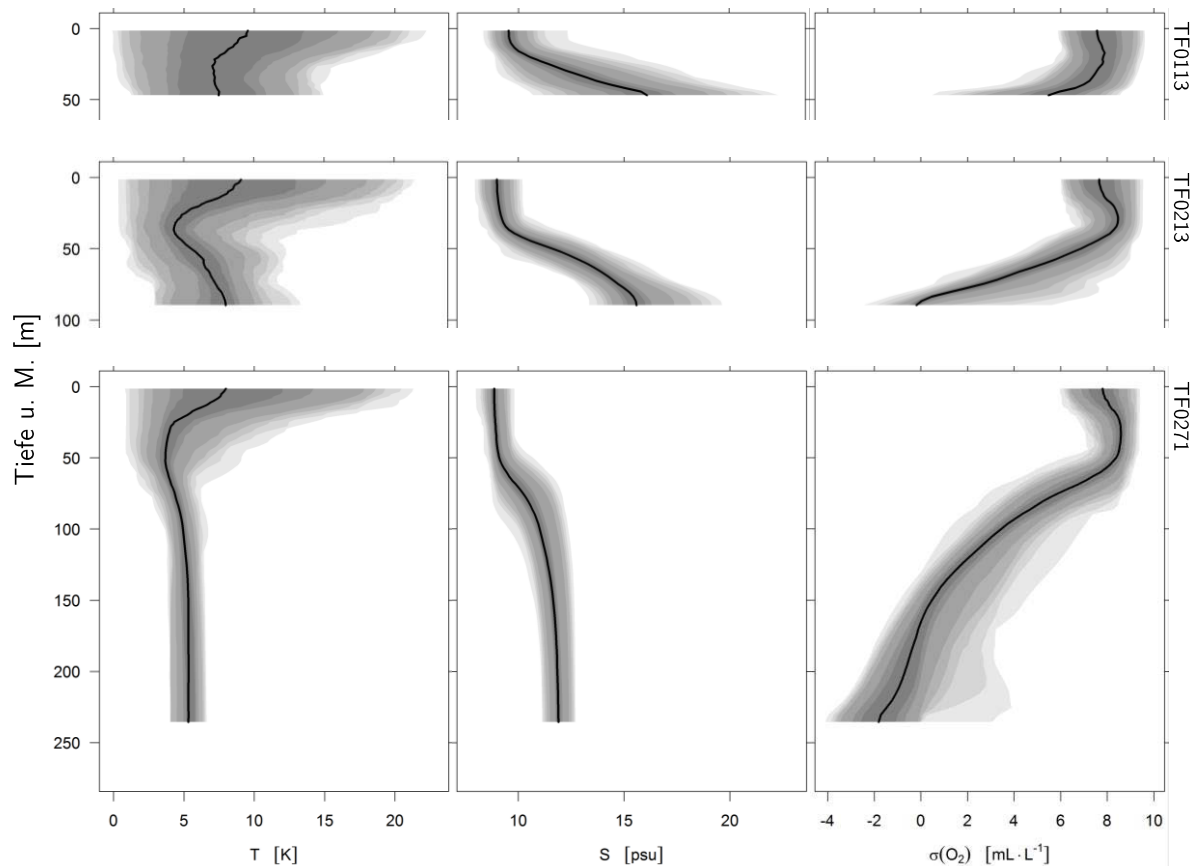


Abb. 17: Tiefenprofile der modellierten Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration des MoWP Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

Bei Betrachtung der Strömungsgeschwindigkeiten wird deutlich, dass die Wasserkörper ober- und unterhalb der Halokline einer unterschiedlich starken Durchmischung ausgesetzt sind. Insbesondere die Stationsdaten geben einen aufschlussreichen Einblick in die Dynamik des Wasseraustausches. So ist in Abb. 18 die laterale und longitudinale Strömungsgeschwindigkeit gegen die Tiefe für die drei ausgewählten Stationen aufgetragen. Auch hier ist die starke Trennung der oberen und unteren Wasserschichten zu erkennen. Die Strömungsgeschwindigkeiten erreichen in der Schicht oberhalb der Halokline ein Vielfaches der unteren Schicht. Dies wird insbesondere für die tiefste und am weitesten östlich gelegene Station TF0271 deutlich. Die mediane Strömungsgeschwindigkeit in den tiefen Bereichen ist nicht nur sehr niedrig (nahe 0), sondern auch sehr invariabel. Es werden nur sehr selten erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten erreicht, die vermutlich durch starke Einstromereignisse aus der Nordsee verursacht werden.

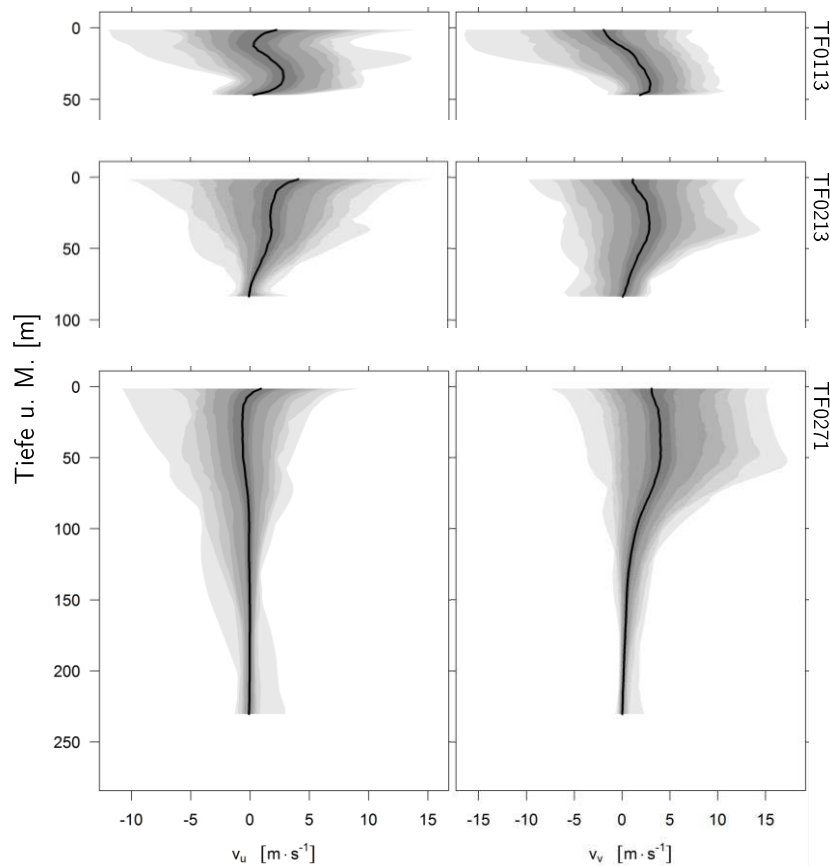


Abb. 18: Tiefenprofile der Strömungsgeschwindigkeiten (u , v) des MoWP Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975; 0,01 & 0,99; 0 & 1.

3.2.2 Nährstoffe, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus

Um Rückschlüsse auf den Zustand der Ostsee ziehen zu können, ist es notwendig, außer den physikalischen und chemischen Eigenschaften auch die biologischen Komponenten zu betrachten. Damit Organismen in einem Ökosystem leben können, bedarf es außer günstigen Umweltbedingungen auch die ausreichende Verfügbarkeit von Energie und Ressourcen. Die Berechnungsgrundlage und Kopplung der einzelnen Elemente im Modell ist in Kapitel 2.1.2 dargestellt. Die dem System zugeführte Energie entstammt im Modell komplett der Solarstrahlung und ist durch die globale Solarkonstante in das Modell implementiert. Die Ressourcen für die Primärproduzenten entstammen den flussbürtigen sowie den atmosphärischen Einträgen von Stickstoff und Phosphor in den Formen Ammonium, Nitrat und Phosphat. Die mediane Verteilung dieser Nährstoffe in der obersten Wasserschicht der Ostsee für das Modell der MoWP und über einen Simulationszeitraum von 30 Jahren sind in Abb. 19 dargestellt. Die Flusseinträge spielen demnach für die Nährstoffzufuhr in die Ostsee eine herausragende Rolle (z. B. Oder, Neva). Gerade für die Stickstoffverbindungen lassen sich die flussbürtigen Quellen klar erkennen, da die jeweiligen Nährstoffkonzentrationen in ihren Mündungsgebieten um ein

Vielfaches höher sind als in den zentralen Becken der Ostsee (Abb. 19). Für die Phosphate ist dies nicht eindeutig übertragbar.

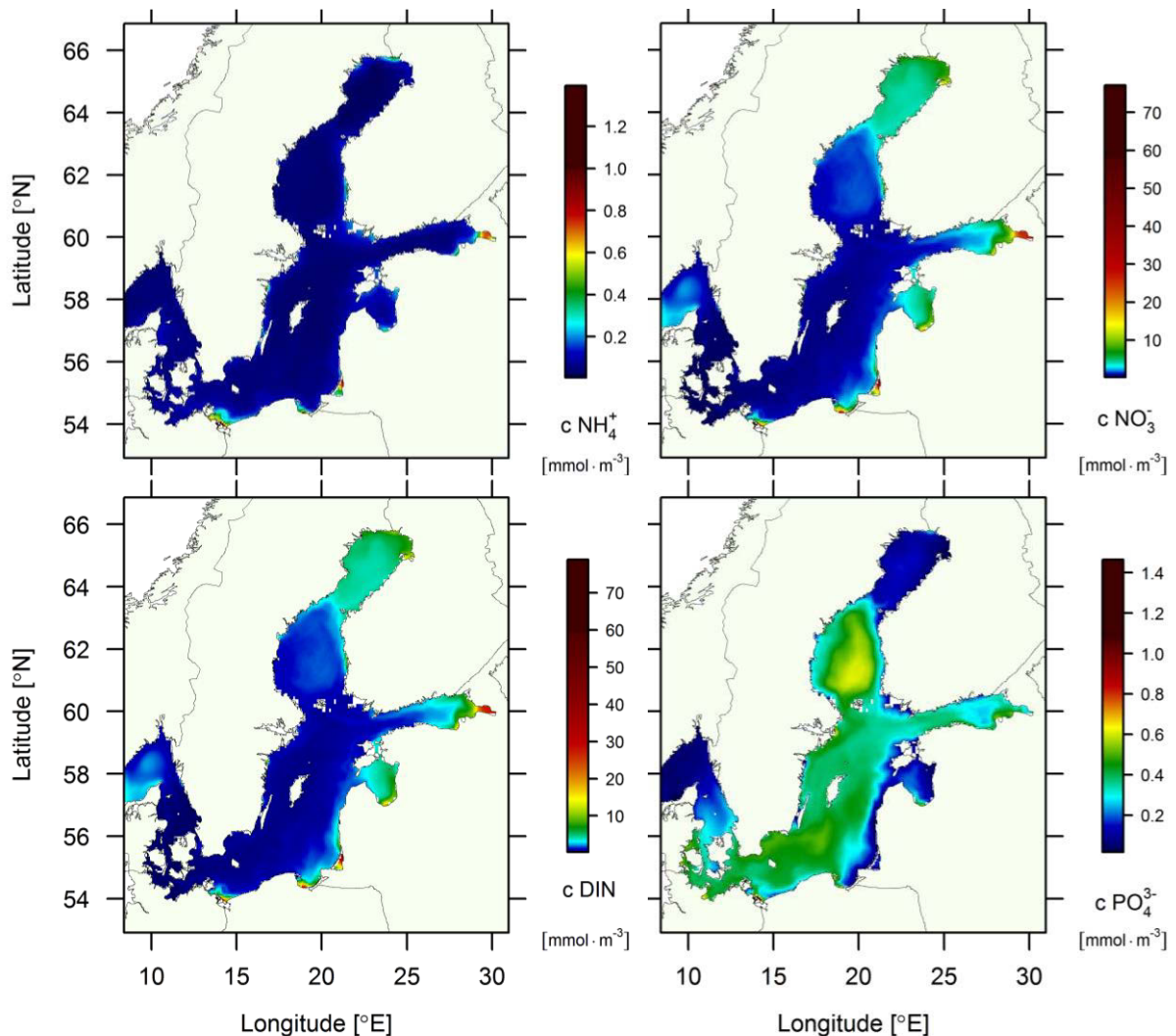


Abb. 19: Mediane der modellierten Daten der Nährstoffkonzentrationen (Ammonium, Nitrat, DIN & Phosphat) in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee für das MoWP Szenario.

Die Verteilung der Nährstoffe entlang des Transsektes ist, wie in Abb. 20 ersichtlich ist, vor allem vertikal strukturiert und mit der Tiefe positiv korreliert. Dabei nehmen die Nährstoffkonzentrationen mit zunehmender Tiefe zu. Jedoch erfolgt dies nicht gleichmäßig, sondern schichtweise, was auf das Vorhandensein von verschiedenen, voneinander mehr oder weniger getrennten Wasserkörpern hindeutet und damit die thermohaline Schichtung aus Abb. 11 bestätigt. Außer dieser thermohalinen Schichtung existiert für die einzelnen Stickstoffderivate eine weitere Form der Schichtung. Diese ist in den tiefen Zonen und in bodennahen Bereichen zu erkennen. Während die Ammoniumkonzentrationen in diesen Bereichen stark ansteigen, sinken die Konzentrationen von Nitrat gegen Null. Die Position dieser Grenzschrift korreliert mit der Sauerstoffkonzentration und lässt sich auch mit dieser erklären (Nausch *et al.*, 2003; Feistel *et al.*, 2008). Da unter Sauerstoffmangel andere Energiequellen wie Nitrat und danach

Sulphat von einigen Organismen genutzt werden können, entstehen in diesen Bereichen nicht nur anoxische Zonen, sondern ebenfalls nitratarme (Reduktion zu N_2) und gleichzeitig ammoniumhaltige (Anreicherung aufgrund fehlender Sauerstoffmoleküle für die Oxidation) Gebiete (Nausch *et al.*, 2003). Phosphat wird in sauerstoffhaltigem Milieu von Eisenoxyhydroxiden im Sediment gebunden (Norkko *et al.*, 2012). Diese Bindung des Phosphats durch Eisenoxyhydroxide in Eisen-III-hydroxophosphat Komplexe wird durch Anoxie gehemmt, da durch Reduktion von Sulphaten Eisensulfide entstehen und diese für die Phosphateinlagerung benötigte Eisenionen binden (Lehtoranta *et al.*, 2008; Nausch *et al.*, 2003). Obwohl Phosphat in geringerer Menge als Stickstoff vorhanden ist, besteht in Bodennähe trotzdem eine Stickstofflimitierung. Für das MoWP Szenario erreicht das N:P Verhältnis etwa 5:1 (Abb. 20). Allerdings wurden hierbei die Mediane von DIN und Phosphat über den gesamten Zeitraum berücksichtigt. So kann aber zumindest eine Schätzung für den gesamten Untersuchungszeitraum vorgenommen werden.

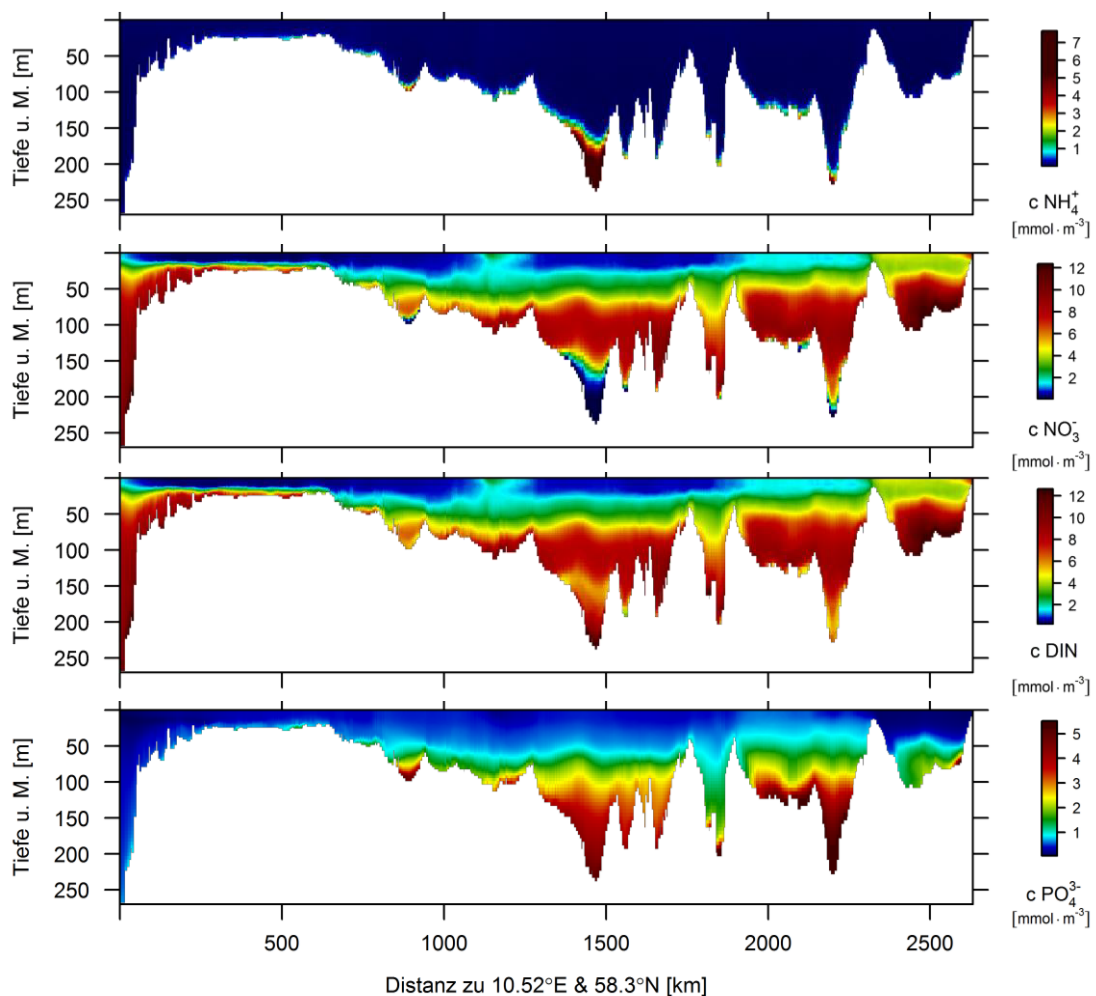


Abb. 20: Mediane der modellierten Daten der Nährstoffkonzentrationen (Ammonium, Nitrat, DIN & Phosphat) entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee für das MoWP Szenario.

Um die Szenarien für den gesamten Wasserkörper miteinander vergleichen zu können, bietet es sich an, die Nährstoffe über die Wassersäule zu integrieren. So zeigt sich eine starke Übereinstimmung in der räumlichen Struktur der Verteilung von Nitrat (bzw. DIN) und Phosphat (Abb. 21). Auch hier kann wieder das N:P Verhältnis zur Bestimmung des Limitationsfaktors in Bezug auf diese beiden Nährstoffe herangezogen werden. Wie bereits in den zuvor betrachteten Ausschnitten der Ostsee zeigt auch die Berechnung der Summe über die Wassersäule, dass die Ostsee ein stickstofflimitiertes Gewässer ist.

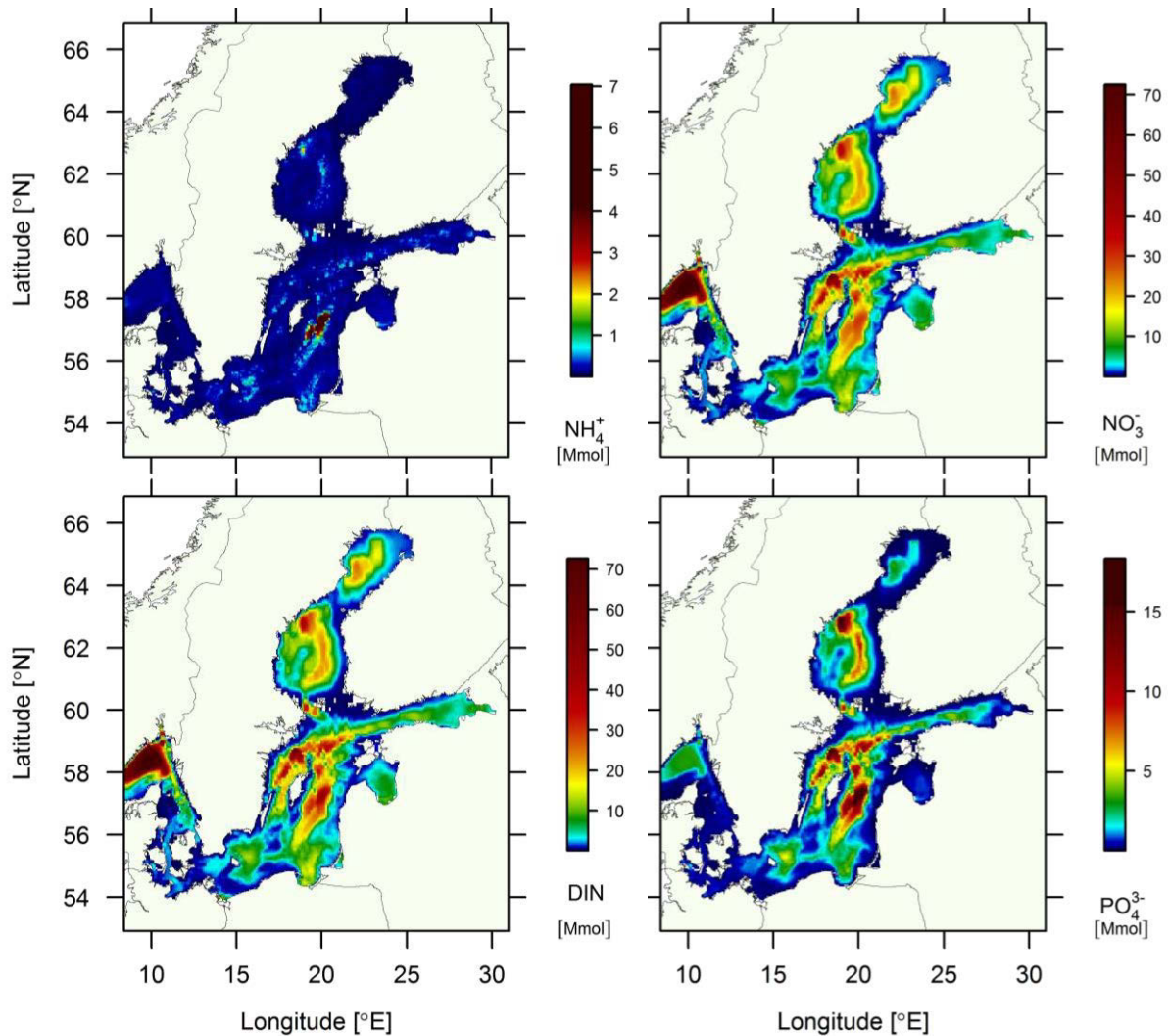


Abb. 21: Mediane der modellierten Daten der Nährstoffkonzentrationen (Ammonium, Nitrat, DIN, Phosphat) für das MoWP Szenario über die Wassersäule der Ostsee berechnet.

Da die Primärproduzenten außer einer Energiequelle auch Nährstoffe benötigen, sind sie nur an den Orten anzutreffen, die ausreichend Nährstoffe aufweisen. Für das Modellszenario der MoWP kann dieser Zusammenhang anhand der drei funktionalen *bulk* Variablen der Primärproduzenten (Flagellaten, Diatomeen, Cyanobakterien) im Vergleich mit den Nährstoffvariablen nachvollzogen werden. So sind die höchsten Abundanzen der Flagellaten und der Diatomeen (Abb. 22) in den Bereichen mit erhöhten Stickstoffkonzentrationen (Abb. 19)

anzutreffen. Aufgrund des Redfield Verhältnisses (Redfield *et al.*, 1963) benötigen die Primärproduzenten Phosphor in Mengen von etwa 1/16 des Stickstoffs. Das N:P Verhältnis der Ostsee liegt weit unterhalb des Redfield Verhältnisses (HELCOM, 2002). Demzufolge sind die Primärproduzenten in den meisten Bereichen der Ostsee stickstofflimitiert (Abb. 19). Die Ausnahme hiervon bilden die Cyanobakterien, welche atmosphärischen Stickstoff fixieren können und daher hauptsächlich phosphorlimitiert sind (Abb. 22 & 23). Dies ist auch der Grund für die Cyanobakterienblüten im Sommer nach der Frühjahrsblüte der Diatomeen (Abb. 22), wenn das N:P Verhältnis so niedrig ist, dass die Diatomeen stickstofflimitiert sind (Funkey *et al.*, 2014). Durch die Cyanobakterienblüte im Sommer gelangt Stickstoff in den Nährstoffkreislauf der Ostsee, wodurch die Flagellaten eine Herbstblüte ausbilden (Abb. 22).

Bei Betrachtung der Konzentration von Chlorophyll *a*, berechnet aus den Variablen der Primärproduzenten, fällt eine Konzentrierung im küstennahen Bereich, insbesondere an den Flussmündungen, auf (Abb. 23). Die geringsten Mengen an Chlorophyll *a* befinden sich in der Bottenwiek. Die Gründe hierfür sind hauptsächlich die geringen Nährstoffeinträge (Abb. 19) aufgrund des dünn besiedelten Einzugsgebietes im Vergleich zu anderen Ostseeregionen (HELCOM, 2002, 2009) sowie die im Jahresschnitt niedrigen Wassertemperaturen (Abb. 9). Die Organismen des Zooplanktons, welche als Konsumenten erster Ordnung direkt von den Primärproduzenten abhängen, verteilen sich dementsprechend in der Ostsee, das heißt die Verteilung korreliert mit der Verteilung der Primärproduzenten (Abb. 23). Dass die Primärproduzenten außer von den Nährstoffen auch von physikalischen Faktoren beeinflusst bzw. limitiert werden, kann bei Betrachtung der Verteilung über die Tiefe festgestellt werden. So mangelt es in den tiefen Schichten der Ostsee nicht an Nährstoffen (Abb. 20), jedoch ist das Vorkommen der Primärproduzenten auf die oberen Schichten beschränkt (Abb. 24).

Entscheidend für die Tiefenverbreitung der autotrophen Primärproduzenten ist vor allem die Lichtverfügbarkeit. In der Ostsee reicht die euphotische Zone, in der noch autotrophes Primärwachstum möglich ist, bis in Tiefen von über 20 m, wobei in den Küstengewässern diese Tiefe wesentlich geringer sein kann (Feistel *et al.*, 2008, S. 452). Die vertikale Verteilung der Primärproduzenten im Modell ist in Abb. 24 veranschaulicht. Dabei reicht das Vorkommen bis in etwa 50 m Wassertiefe, wobei die maximale Verbreitungstiefe der Diatomeen sogar bei etwa 70 m Wassertiefe liegt. Die höchsten Abundanzen für die Flagellaten und die Cyanobakterien sind in der Oberflächenschicht zu finden und nehmen mit zunehmender Tiefe ab. Dahingegen sind die höchsten Abundanzen der Diatomeen bis in Tiefen von etwa 25 m zu finden.

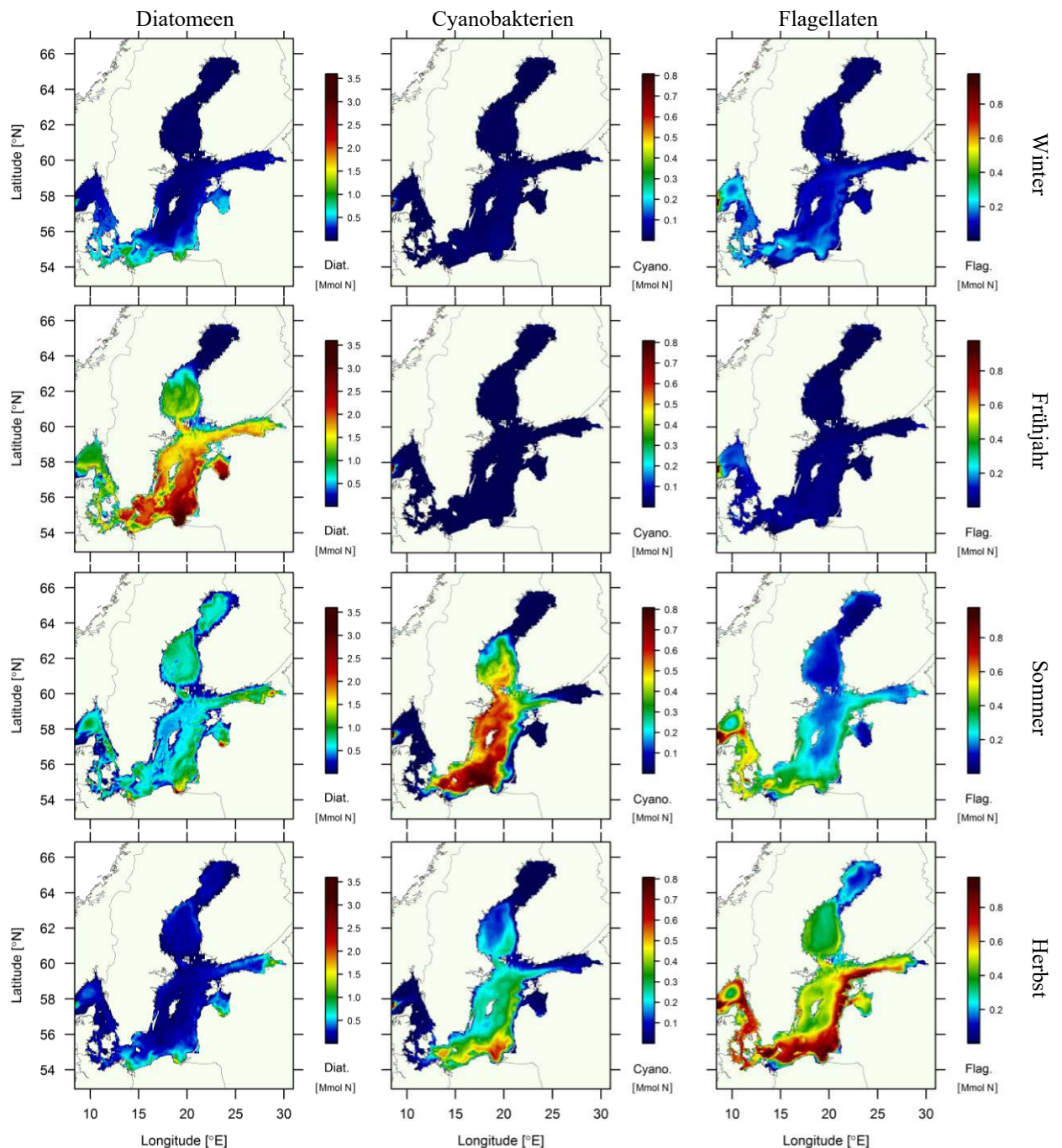


Abb. 22: Saisonale Mediane der modellierten Daten für die Konzentration der Primärproduzenten in Stickstoffeinheiten des MoWP Szenarios über die Wassersäule integriert.

Die gesamte Abundanz der Primärproduzenten, welche als Chlorophyll *a* -Konzentration aufgefasst werden kann, weist wiederum einen klaren Tiefengradienten auf, wobei sie an der Oberfläche die höchsten Werte erreicht. Wie bereits in Abb. 23 die übereinstimmenden Verbreitungsmuster zwischen Chlorophyll *a* und Zooplankton gezeigt wurden, lässt sich dies auch bei Betrachtung der Tiefenverteilung entlang des Transsektes in Abb. 25 erkennen. Besonders große Vorkommen finden sich im Bereich der dänischen Sunde mit vergleichsweise geringen Wassertiefen und hohen Salinitäten sowie in der obersten Wasserschicht von etwa 10 bis 20 m.

Die abgestorbenen Organismen wiederum erreichen mit der Zeit den Meeresboden in Form von Detritus (Abb. 26) und werden dort unter Sauerstoffzehrung zersetzt und mineralisiert. In Abb. 26 ist die Bilanzierung der Primärproduzenten, des Zooplanktons und des Detritus als Summe über die Wassersäule dargestellt.

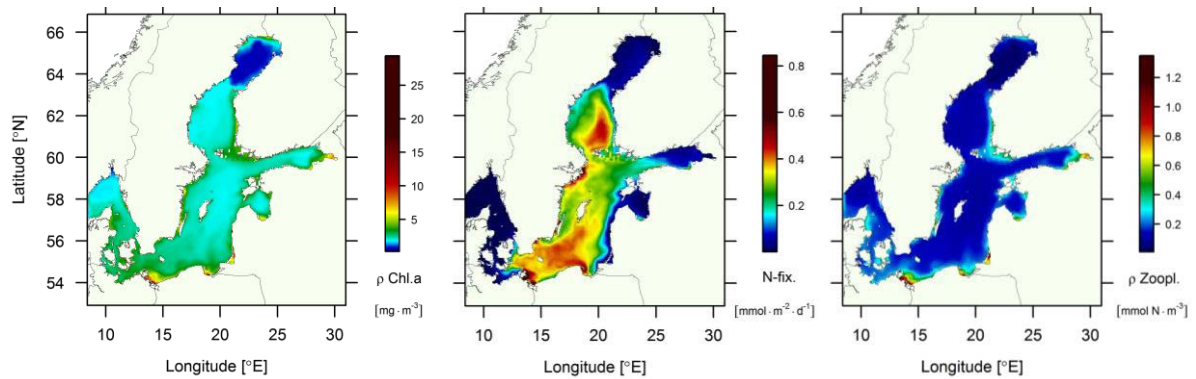


Abb. 23: Mediane der modellierten Daten für die Konzentration der Primärproduzenten (Flagellaten, Diatomeen, Cyanobakterien) als Chlorophyll *a*-Konzentration (links) und Konsumenten (Zooplankton) in Stickstoffeinheiten (rechts) im Bereich von 0 bis 10 m Wassertiefe des Szenarios der MoWP. Weiterhin ist die Stickstofffixierung durch die Cyanobakterien aufgetragen (mittig).

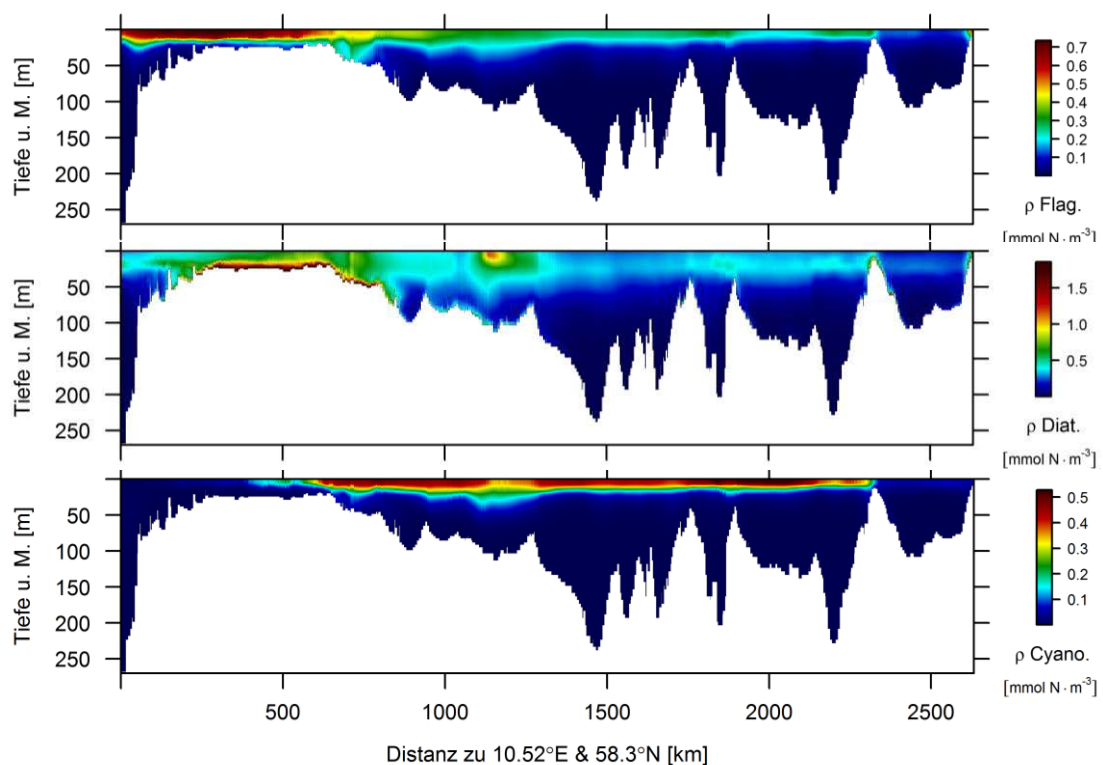


Abb. 24: Mediane der modellierten Daten für die Konzentration der Primärproduzenten (Flagellaten, Diatomeen, Cyanobakterien) in Stickstoffeinheiten entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee für das MoWP Szenario.

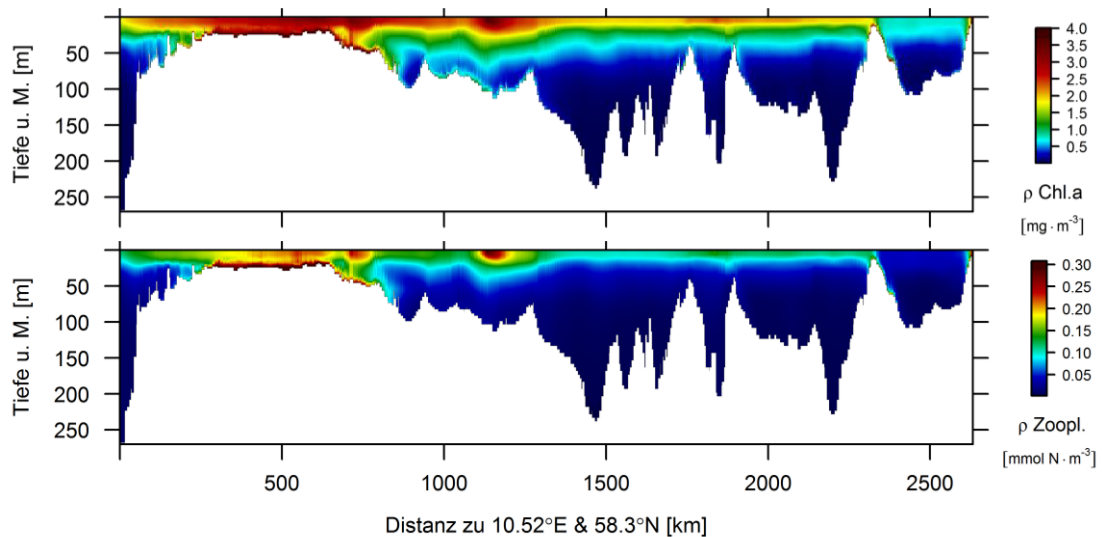


Abb. 25: Mediane der modellierten Daten für die Chlorophyll *a*-Konzentration sowie die Konzentration der Konsumenten (Zooplankton) in Stickstoffeinheiten entlang des Transektes (Abb. 6) durch die Ostsee für das MoWP Szenario.

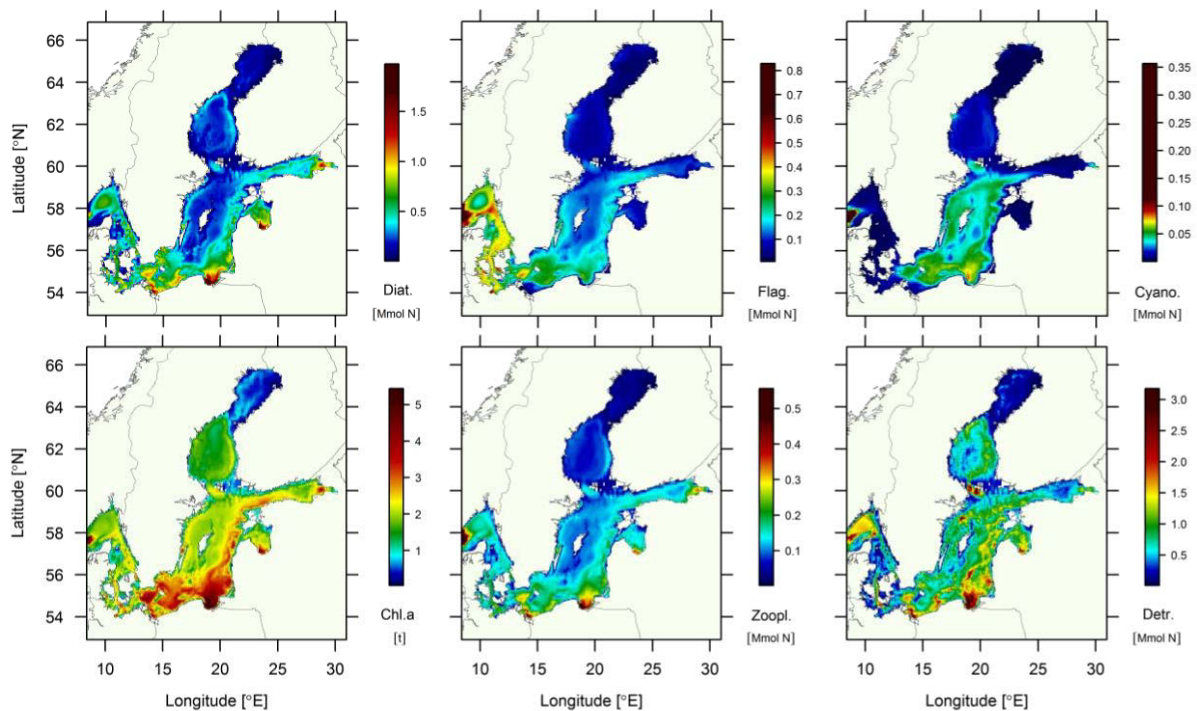


Abb. 26: Mediane der modellierten Daten für die Konzentration der Konsumenten (Zooplankton) in Stickstoffeinheiten sowie der Detrituskonzentration über die Wassersäule der Ostsee für das Szenario der MoWP berechnet.

In Abb. 27 sind die Konzentrationen der Nährstoffe für die untersuchten Stationen aufgetragen. Diese zeichnen sich vor allem in den tiefen Bereichen (z. B. für Station TF0213 und TF0271) durch starke Schwankungen aus, wobei die Streubreite für Stickstoff etwas höher ist als für Phosphat. Außerdem ist auch in dieser Abbildung für die Stationen mittlerer und hoher Wassertiefe die Ablösung von Nitrat durch Ammonium zu erkennen, wie es bereits in Abb. 20 gezeigt werden konnte. Hierbei ist zu beachten, dass es durchaus Zeitpunkte gab, zu denen der

Meeresboden an diesen Stationen oxisch gewesen sein muss, da die Nitratkonzentration höhere Werte als Null erreicht. Die geringeren Nährstoffkonzentrationen im Bereich der oberen Wasserschichten können eine Folge der Primärproduktion sein, da diese durch die Aufnahme der Nährstoffe als Senke wirkt. In den tiefen Bereichen der Ostsee können die Primärproduzenten keine Photosynthese betreiben und demzufolge auch nicht wachsen, geschweige denn Nährstoffe aufnehmen. Ebenfalls auffällig ist die stark linkssteile Verteilung, insbesondere der Cyanobakterien (Abb. 28). Dies spiegelt die Saisonalität in der Populationsentwicklung wider, die eine sprunghafte Vermehrung innerhalb kurzer Zeitspannen aufweist (Phytoplanktonblüten, vgl. Abb. 22). Für die Cyanobakterien ist dies am stärksten ausgeprägt, da ihr Median nahe Null liegt und sie somit die meiste Zeit fast nicht vorhanden waren, wobei sie gleichzeitig aber die höchsten maximalen Konzentrationen in allen drei Stationen erreichten.

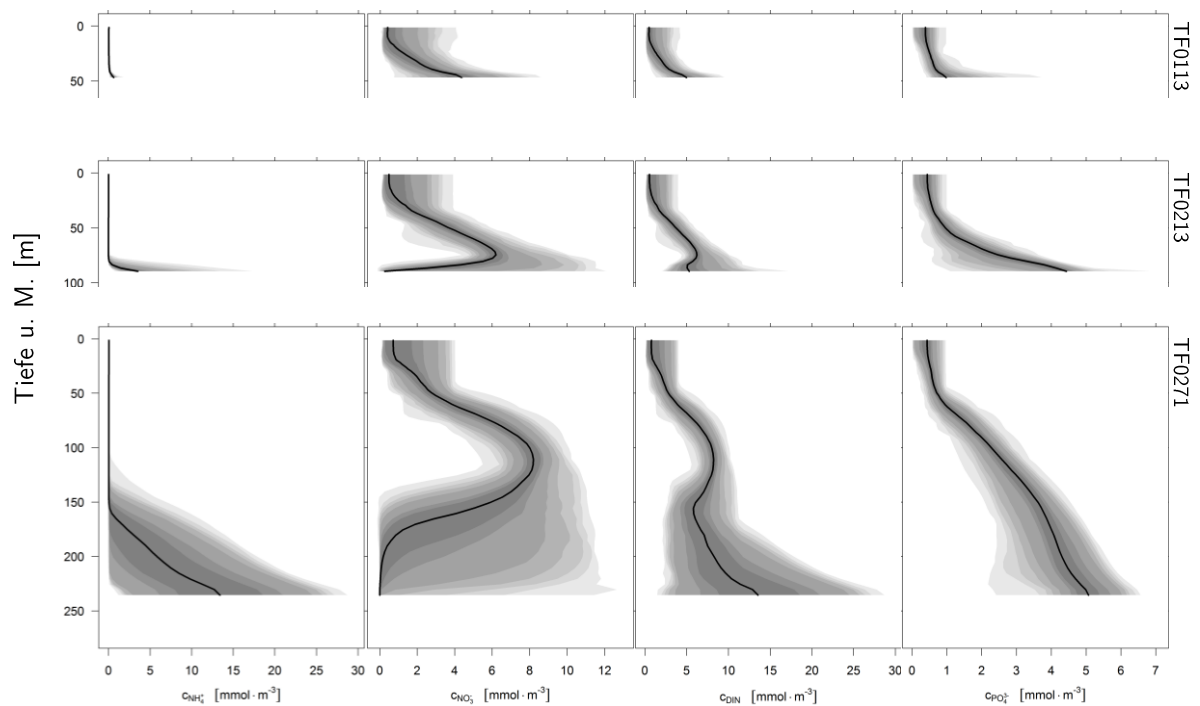


Abb. 27: Tiefenprofile der modellierten Nährstoffkonzentrationen (Ammonium, Nitrat, DIN & Phosphat) des MoWP Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975; 0,01 & 0,99; 0 & 1.

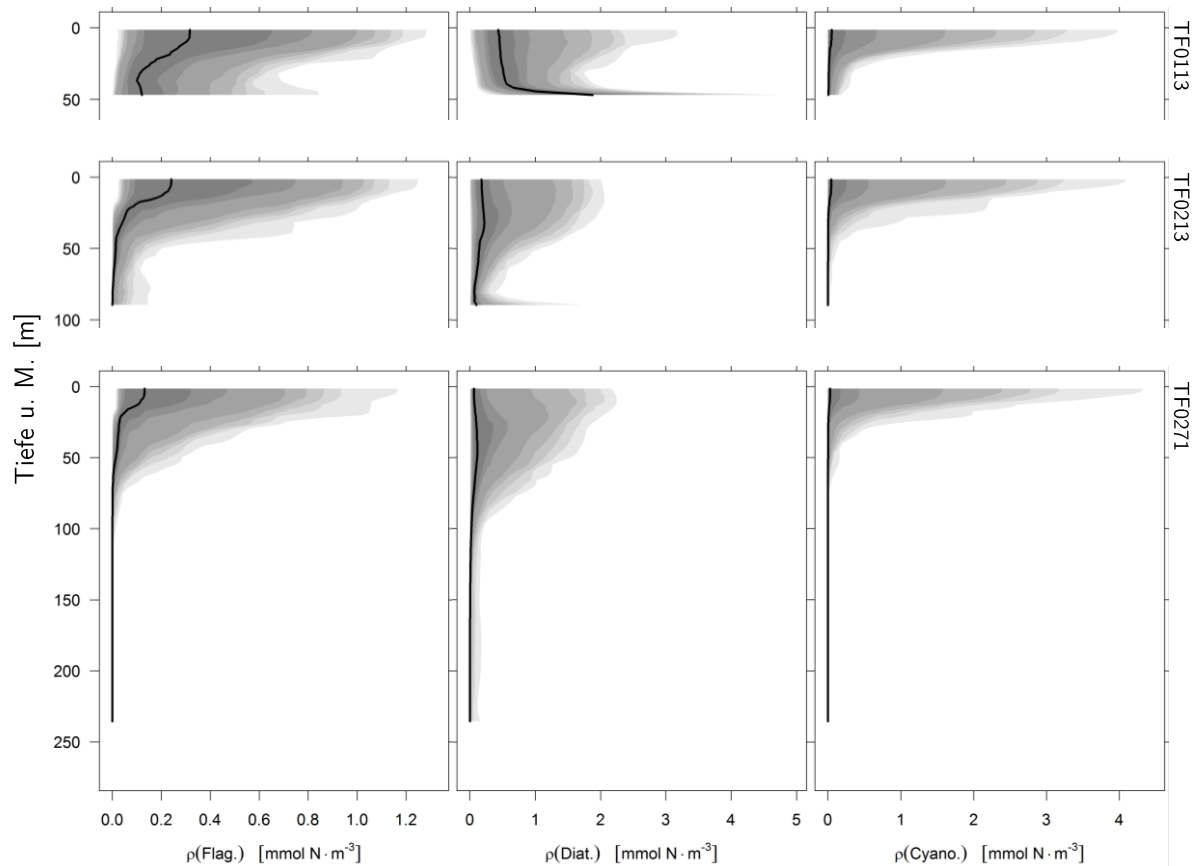


Abb. 28: Tiefenprofile der modellierten Konzentrationen Primärproduzenten (Flagellaten, Diatomeen, Cyanobakterien) in Stickstoffeinheiten des MoWP Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

Die Verteilung der Primärproduzenten bestimmt auch die Verteilung des Zooplanktons. So unterscheiden sich die Tiefenprofile von Chlorophyll *a* und von der Zooplanktonkonzentration nur marginal, was in Abb. 29 dargestellt ist. In dieser Abbildung ist auch die Detrituskonzentration aufgetragen. Sie ist gerade in der flachen Station TF0113 erhöht, was auf eine Akkumulation in diesem Bereich hindeutet und gleichzeitig die Vermutung zulässt, dass beim Absinken des Detritus in tiefere Regionen (Station TF0213 und TF0271) dieses wiederum weitestgehend zersetzt ist, bevor es den Meeresboden erreichen kann.

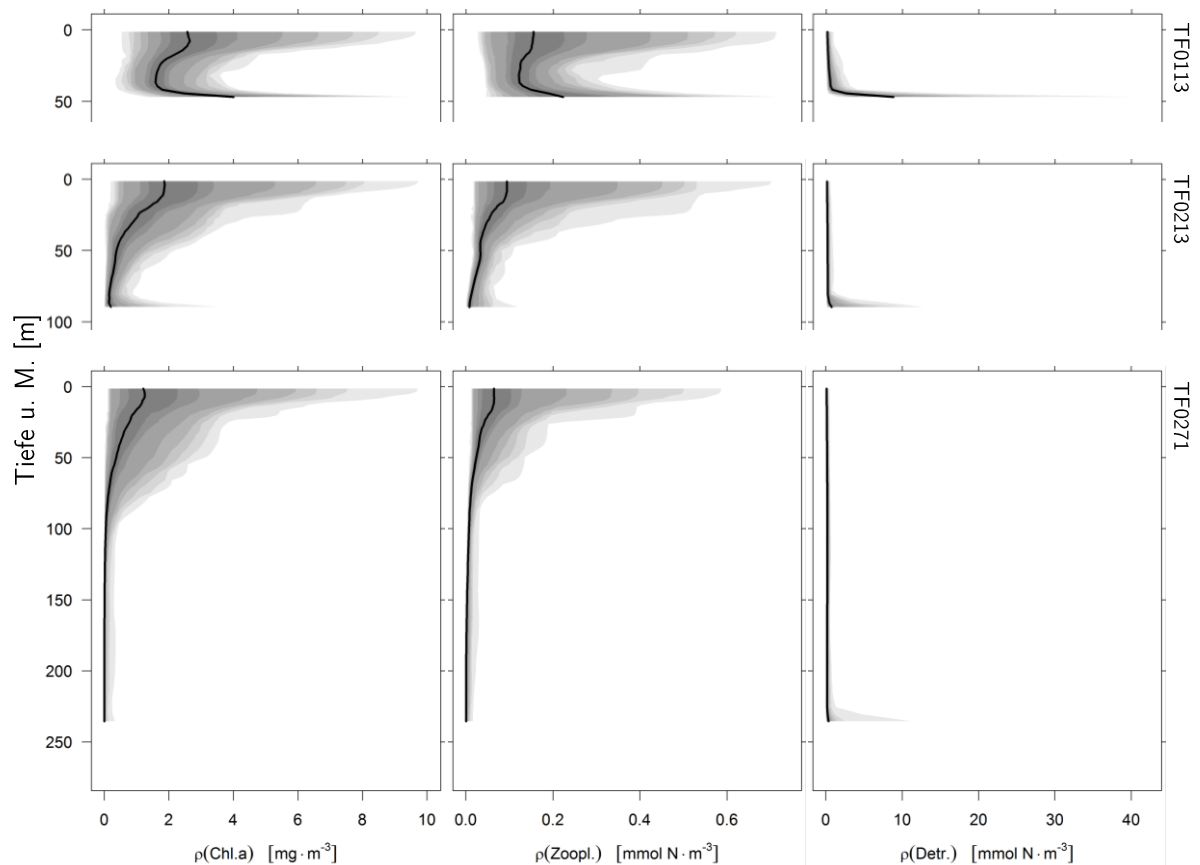


Abb. 29: Tiefenprofile der modellierten Konzentration von Chlorophyll *a*, der Konsumenten (Zooplankton) in Stickstoffeinheiten sowie der Detrituskonzentration des MoWP Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

3.3 Validierung des Modells der modernen Warmzeit

3.3.1 Einleitung

Die im vorherigen Kapitel gezeigten, grafisch aufgearbeiteten Modelldaten wirken zwar plausibel, müssen aber noch mit instrumentell erfassten Daten abgeglichen werden, um die Validität des Modells bzw. Teile davon zu sichern. Außerdem können somit auch die Stärken und Schwächen innerhalb der modellierten Variablen festgestellt werden. Bevor es also zu den vergleichenden Untersuchungen mit anderen Modellszenarien kommen kann, wird in diesem Kapitel auf die Validierung des Referenzmodells eingegangen.

3.3.2 Material und Methoden

Die gewonnenen Modellergebnisse bilden die Basis für die Validierung und damit für die Vertrauensbildung des Modells. Die Validierung erfolgte durch vergleichende Untersuchungen

zwischen Modell- und Messdaten. Zur Veranschaulichung der Problematik der Verfügbarkeit von Messdaten sei hier auf Abb. 30 verwiesen, welche die zur Verfügung stehenden Messdaten der Salinität zeigt. Außer Daten der Salinität wurden auch Messungen der Temperatur, des Sauerstoffgehalts sowie der Nährstoffe Ammonium, Nitrat und Phosphat zur Validierung herangezogen. Die Datengrundlage der jeweiligen Messwerte beruht auf der ODIN Datenbank des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) und umfasst Datensätze verschiedener *monitoring*-Programme, Projekte und Forschungsfahrten. Die Rohdaten der Messungen wurden intern im IOW berechnet und validiert. Dies ist unter anderem deshalb nötig, da sowohl im Laufe der Zeit als auch innerhalb der verschiedenen Projekte und deren Teilnehmer unterschiedliche Verfahren und Messmethoden zum Einsatz kamen. Die einzelnen Messwerte wurden für die Auswertung an die räumliche und zeitliche Skala des Modells angepasst, um eine Vergleichbarkeit der beiden Datensätze zu erhalten. Die Auflösung der Messwerte ist sowohl räumlich als auch zeitlich sehr divers, wodurch auch die Aussagekraft der Validierungsergebnisse für unterschiedliche räumliche und zeitliche Abschnitte der Ostsee verschieden sind (Abb. 30). Darüber hinaus wurde die Verteilung der Daten untersucht, um die dadurch bedingten weiteren Schritte der statistischen Analyse festzulegen. Verglichen wurden letztendlich die Lage, die Streuung sowie die Korrelation zwischen Modell- und Messwerten der einzelnen Variablen.

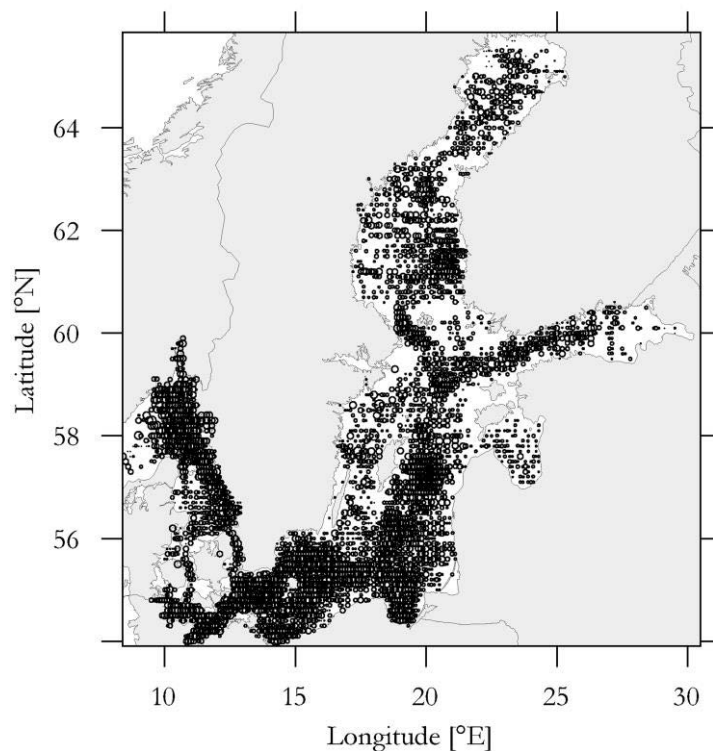


Abb. 30: Karte der Salinitätsmessungen (in unterschiedlichen Tiefen) in der Ostseeregion von 1961-2007.

3.3.3 Ergebnisse

Als schneller Überblick zur Abschätzung der Güte des Modells und zur Identifizierung von Schwachpunkten wurden die Differenzen zwischen den Messwerten und den dazugehörigen Modelldaten gebildet und in Abb. 31 aufgetragen. Dabei konnte festgestellt werden, dass das Modell die Temperaturen der oberen Wasserschichten in den meisten Fällen etwas überschätzt und im Bereich von *ca.* 15 bis 45 m etwas unterschätzt, ansonsten aber die Messdaten recht genau wiedergibt. Die Salinität wird bis in Tiefen von 140 m sehr häufig um etwa 1,5 überschätzt. In den Tiefen unterhalb dieser Zone stimmen die Modelldaten sehr gut mit denen der Messdaten überein. In den Tiefen von *ca.* 45 bis 140 m ist die Streuung in den Abweichungen zwischen den berechneten und gemessenen Werten besonders groß. Dies deutet auf Unterschiede hinsichtlich der Tiefe der Halokline hin.

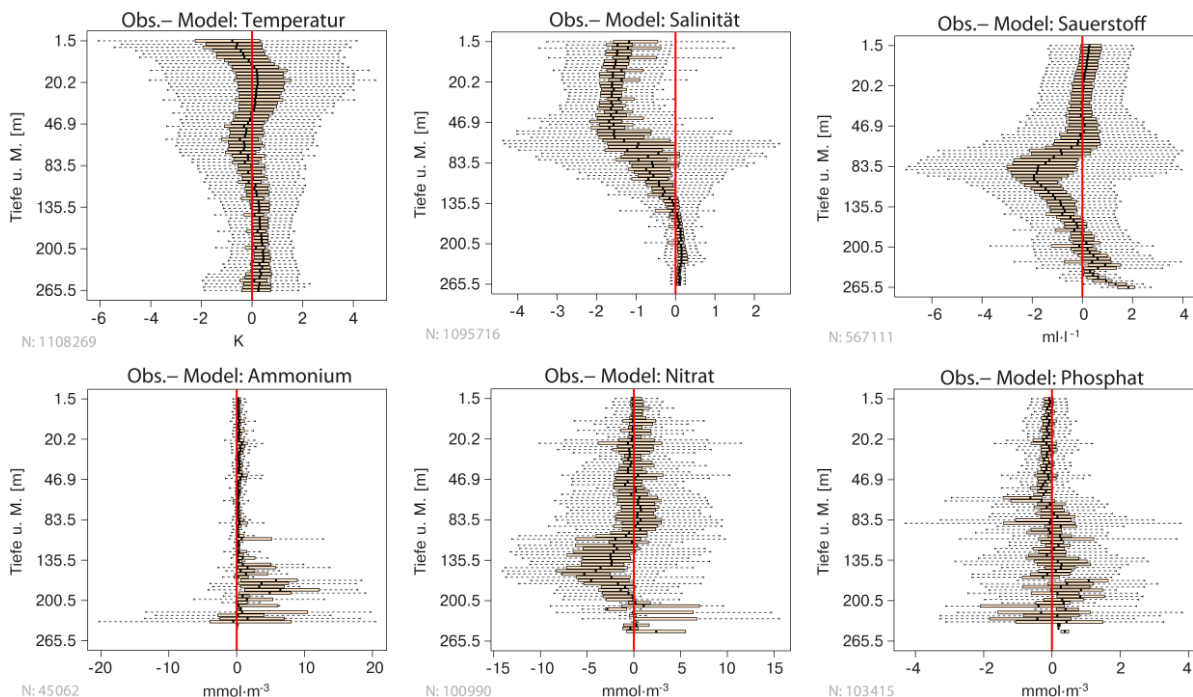


Abb. 31: Abweichungen der Modelldaten von den Messwerten. Die vertikale rote Linie kennzeichnet Bereiche ohne Unterschiede, die Boxen umfassen den Interquartilbereich der Abweichungen und die Whisker reichen bis zu den minimalen bzw. maximalen Differenzen.

Unterstützt wird dies auch durch die Vergleichsdaten der Sauerstoffkonzentrationen, da auch hierbei die Variabilität in den Abweichungen zwischen Mess- und Modelldaten hoch ist. Außer in diesen Tiefenbereichen, in denen die Sauerstoffkonzentration um bis zu $2 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$ überschätzt wird, werden die Messwerte von den Modelldaten gut abgebildet. Abbildung 32 zeigt die gemessene und modellierte zeitliche Entwicklung für die Temperatur der oberen Wasserschicht und für die Sauerstoffkonzentration in der bodennahen Wasserschicht an der Station TF0271. In dieser Abbildung lässt sich die realitätsnahe Wiedergabe sowohl der Temperatur als auch

der Sauerstoffkonzentration durch das Modell erkennen, obwohl die einzelnen zeitlichen Mess- und Modelldatenpunkte voneinander abweichen können.

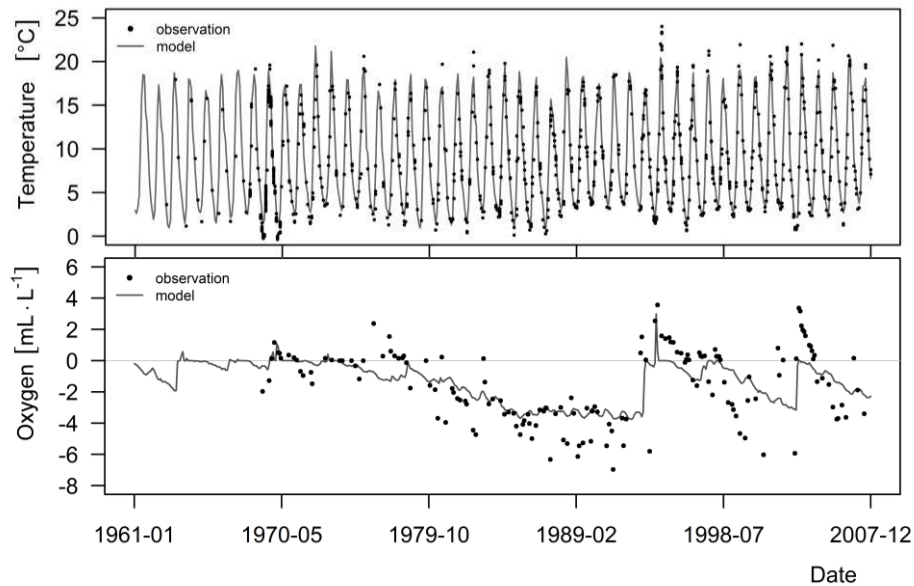


Abb. 32: Messwerte (Punkte) und monatliche Mittelwerte der Modelldaten (Linien) für die Temperatur des Oberflächenwassers (oben) und die bodennahe Sauerstoffkonzentration (unten) für den Zeitraum der MoWP an der Station TF0271.

Die statistische Analyse führte zu dem Schluss, dass sowohl die Datensätze des Referenzmodells als auch die der instrumentellen Messwerte nicht normal verteilt sind. Demzufolge wurde anstatt der Korrelation nach Pearson die Spearman Rangkorrelation berechnet (Becker *et al.*, 1988). In Abb. 33 und 34 werden die Korrelationskoeffizienten sowie weitere wichtige statistische Kenngrößen graphisch in einem Taylor Diagramm (Taylor, 2000) dargestellt. Die Messwerte entsprechen dem Punkt auf der x-Achse bei einer normierten Standardabweichung von eins. Dies ist insofern verständlich, da die Messwerte als Referenz dienen und sowohl die Modelldaten als auch die Messdaten auf diese normiert und auch zentriert wurden. Dies erfolgte durch Subtraktion mit dem Mittelwert der Messdaten und durch anschließende Division mit der Standardabweichung der Messwerte. Die Messwerte haben demzufolge unabhängig von ihrer Einheit und Skalierung nach der Normierung eine Standardabweichung sowie einen Korrelationskoeffizienten von eins und einen Mittelwert von null. Am Kreisbogen des Diagramms und strahlenförmig (punktierte Linien) vom Koordinatenursprung ausgehend sind die Spearman Rang-Korrelationskoeffizienten aufgetragen. Je höher dieser Koeffizient ist, desto größer ist auch der Zusammenhang zwischen den Modell- und den Messdaten. Die vom Koordinatenursprung ausgehenden Kreisbögen beschreiben die normierten Standardabweichungen. Je näher die normierten Standardabweichungen an der eins liegen, desto ähnlicher sind sich die Streuungen der Modell- und Messdaten. Die grauen Kreisbögen mit dem Referenzpunkt als Zentrum beschreiben die quadrierten Abweichungen der Mittelwerte (*cRMS - central root*

mean square) zwischen den normierten Modellwerten und den Messdaten. Dieser Abstand beschreibt demzufolge die Unterschiede in der Lage der Modelldaten im Vergleich zu den Messdaten.

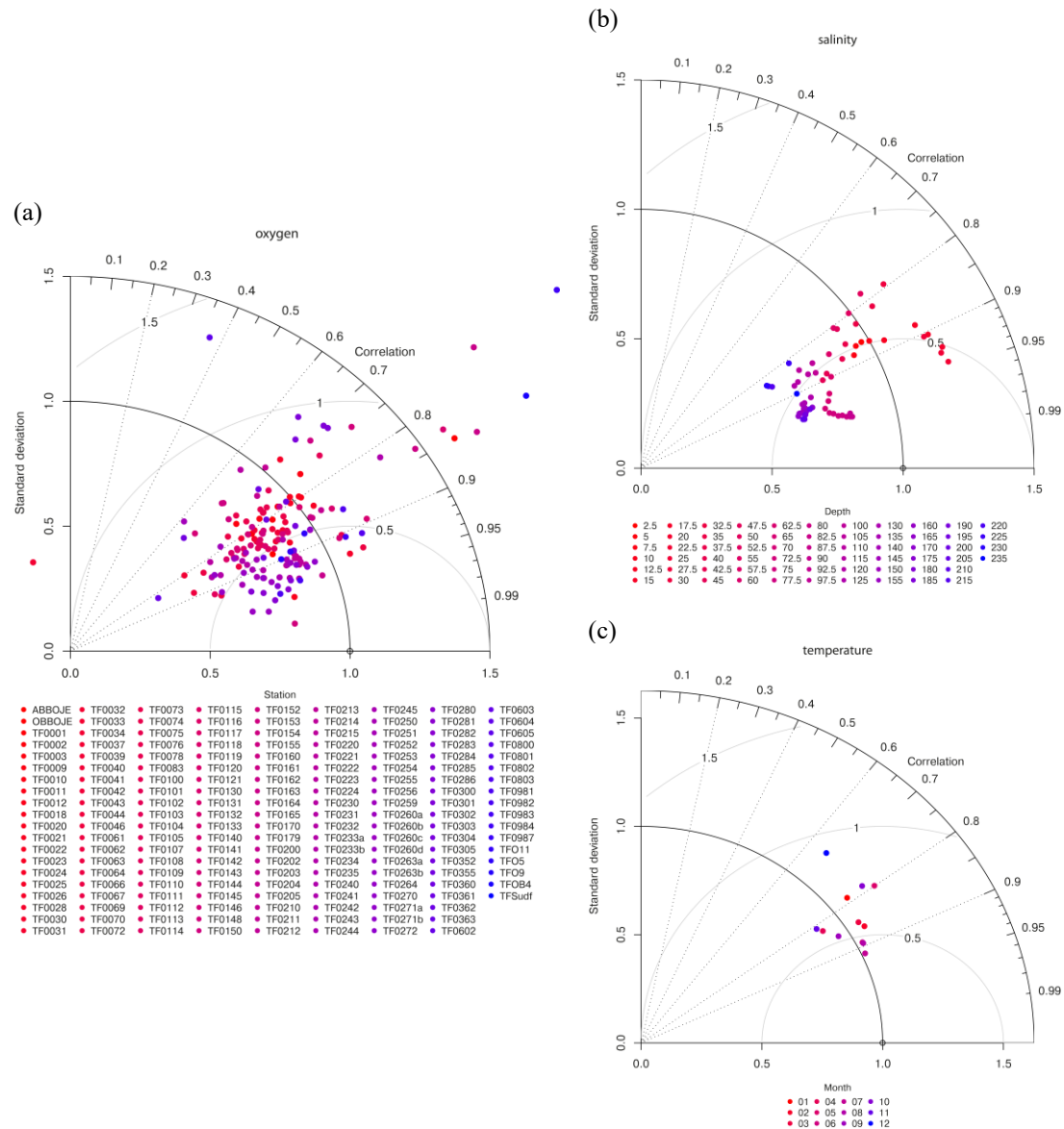


Abb. 33: Taylordiagramm zum statistischen Vergleich der Messwerte mit den Modelldaten in Bezug zur geographischen Lage (a), zur Wassertiefe (b) und zum Jahresverlauf (c).

Diese statistische Auswertung für die gesamte Ostsee ist jedoch regional nur bedingt übertragbar, da für einige Regionen der Ostsee die Datenlage von gemessenen Variablen sehr niedrig war. Dies ist in den Abb. 30 und 33a deutlich zu erkennen. Dazu kommt noch die unterschiedliche Dichte der Messwerte in den verschiedenen Tiefen, was ebenfalls die Validierung des Modells erschwert (Abb. 33b). Außer diesen räumlichen gibt es auch zeitliche Unterschiede in der Messdatenverfügbarkeit, was sich dann ebenfalls auf die Validierungsergebnisse auswirkt (Abb. 33c).

Bei eingehender Betrachtung des Taylordiagramms in Abb. 35 zeigt sich eine zumeist sehr gute Übereinstimmung der modellierten mit den gemessenen Daten. Auffällig ist jedoch die starke Abweichung der modellierten von den gemessenen winterlichen DIN Werten. Die Ursache dafür kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Vermutlich ist aber die schlechte Messdatenverfügbarkeit (Ammonium: 4581, Nitrat: 12051) für die Wintermonate sowie die starke Schwankungsbreite der Ammoniumwerte (Abb. 35) hierfür verantwortlich. Es ist auch möglich, dass Prozesse in Bezug auf den winterlichen Stickstoffkreislauf vom Modell nicht ausreichend realitätsnah wiedergegeben werden oder dass die atmosphärischen, meteorologischen Antriebsdaten zu stark von der Wirklichkeit abweichen.

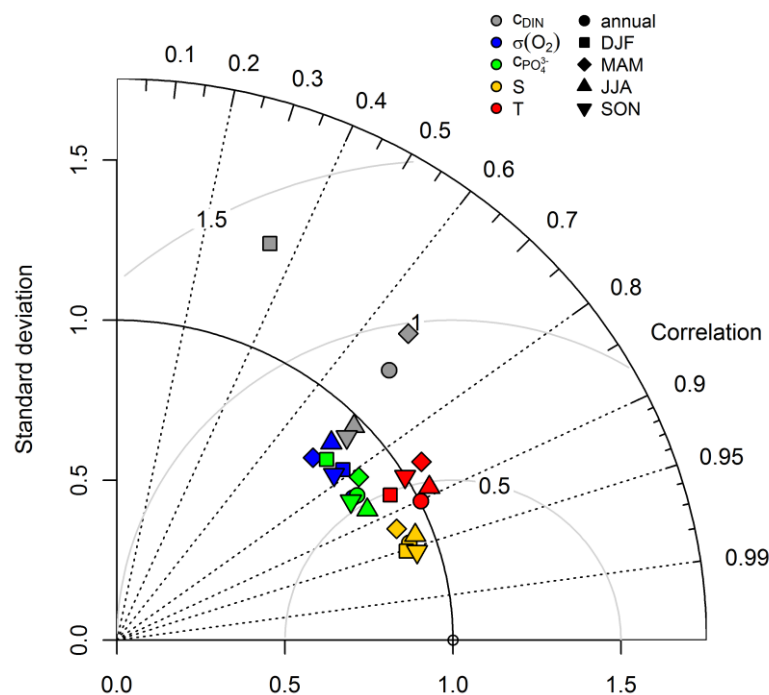


Abb. 34: Abweichungen in ausgewählten wichtigen statistischen Kenngrößen zwischen den modellierten und den gemessenen Daten der wesentlichen Variablen zur Zustandseinschätzung der Ostsee sind hier in Form eines Taylor Diagrammes dargestellt. Die Messwerte werden durch den Punkt auf der x-Achse repräsentiert. Die grauen Kreisbögen kennzeichnen die Differenz zum zentrierten quadratischen Mittel (cRMS). Die Spearman Rangkorrelationskoeffizienten sind strahlenförmig vom Koordinatenursprung ausgehend als punktierte Linien aufgetragen. Die normalisierte Standardabweichung entspricht den Kreisbögen, welche ebenfalls ihr Zentrum im Koordinatenursprung haben. Die jeweiligen Variablen werden abhängig vom zeitlichen Aspekt durch unterschiedlich geformte Symbole vertreten. Die Färbung der Symbole dienen der Unterscheidung der einzelnen Variablen (c DIN: gelöster anorganischer Stickstoff, N=44 193; σ O₂: Sauerstoffkonzentration, N=567 111; c PO₄³⁻: Phosphatkonzentration, N=103 415; S: Salinität, N=1 095 716; T: Temperatur, N=1 108 269).

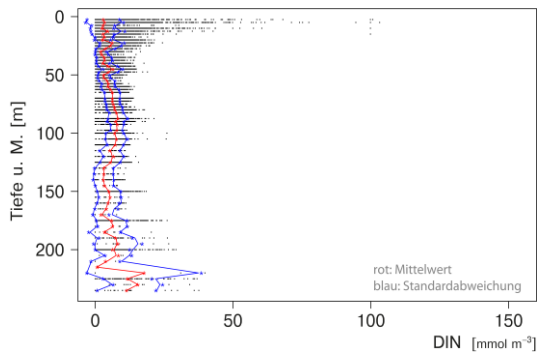


Abb. 35: Messwerte der DIN Konzentration für die Ostsee im Zeitraum von 1961 bis 2007 in Abhängigkeit der Tiefe.

Die Salinität wird am besten vom Modell wiedergegeben, gefolgt von der Temperatur. Aber auch die Phosphatkonzentrationen und die Sauerstoffgehalte werden durchaus noch gut vom Modell erfasst. Weiterhin kann eine etwas niedrigere Varianz in den modellierten Werten der Variablen Salinität, Phosphatkonzentration und Sauerstoffgehalt (*ca.* 20 %) festgestellt werden. So kann z. B. die Abweichung der Sauerstoffkonzentra-

tionen des Modells von den Messwerten anhand der Situation in der Bottensee verdeutlicht werden. Während das Modell auch in diesem Becken der Ostsee sauerstoffarme Bereiche errechnet (Abb. 13), zeigen Messungen in dieser Region laut HELCOM (2002), dass dies so nicht korrekt sein kann. Die Gründe hierfür sind, ähnlich wie die für die Unterschiede in den DIN Konzentrationen, noch nicht endgültig geklärt, wobei aber einige der hier durchgeführten Simulationen, insbesondere die Sensitivitätsstudien in Hinblick auf die Windgeschwindigkeiten (Kapitel 4.4), vielversprechende erste Hinweise dazu liefern.

3.3.4 Zusammenfassung

Anhand der statistischen Auswertung für die Validierung des Modells gehören die Temperatur, die Salinität, der Sauerstoffgehalt und die Phosphatkonzentration zu den vertrauenswürdigsten Variablen. Dabei sind die Variabilitäten der Salinität, des Sauerstoffgehalts und der Phosphatkonzentration etwas geringer als die zugehörigen Messwerte. Im Falle der gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen sind die Schwankungen der Modellwerte höher als die Messwerte. Dies kann allerdings auch eine Folge der selteneren Beprobung und

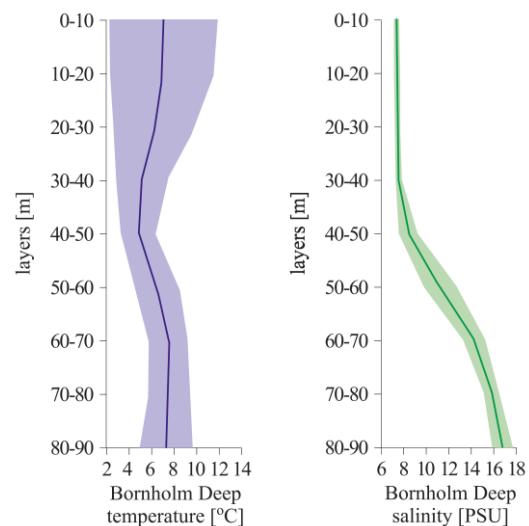


Abb. 36: Tiefenprofil der Temperatur und der Salinität im Bornholmtief von 1998 bis 2010 aus Rak & Wieczorek (2012)

damit der geringeren Anzahl an Messwerten sein. Gerade die Wintermessungen in der Ostsee sind relativ spärlich. Dies zeigt sich auch bei der Betrachtung der Unterschiede im cRMS. Die Abweichung des cRMS der Modellwerte vom cRMS der Messwerte der DIN Konzentrationen ist größer als eins, wohingegen alle anderen Variablen eine Abweichung im cRMS zwischen

0,5 und 1 aufweisen. Selbst die von den Messwerten am deutlichsten abweichende Variable des Modells (c DIN) ist mit ihren instrumentell aufgezeichneten Messwerten stark korreliert. Der Spearman Rang Korrelationskoeffizient von 0,7 macht dies deutlich. Die Variabilität der Temperatur von Mess- und Modellwerten ist dagegen nahezu identisch. Dies zeigt sich auch im Vergleich der Station TF0213 (Bornholm Becken, Abb. 17) mit den Ergebnissen aus Rak & Wieczorek (2012) (Abb. 36). Abschließend betrachtet, reflektiert das Modell die wichtigsten Variablen und damit auch die realen Zustände des Ökosystems Ostsee in einer beachtenswerten Weise und kann dementsprechend auch für die Simulation anderer Szenarien genutzt werden. In Kapitel 5 werden in diesem Zusammenhang die Simulation der Ostsee sowohl während der kleinen Eiszeit als auch während der mittelalterlichen Warmzeit und die daraus gewonnenen Erkenntnisse beschrieben. Zuvor jedoch wurde das Modell hinsichtlich seiner Sensitivität gegenüber einzelnen Antriebsdaten getestet und diese Ergebnisse im folgenden Kapitel 4 zusammengefasst.

.

4. Sensitivitätsstudien

4.1 Einleitung

Sensitivitätsstudien werden für gewöhnlich durchgeführt, um das Antwortverhalten eines Systems auf die einzelnen Einflussgrößen zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden in diesem Kapitel immer nur einzelne äußere Einflussgrößen des Ökosystemmodells der Ostsee variiert und die daraus resultierenden Ergebnisse analysiert. Untersucht wurden dabei die Einflüsse der Lufttemperatur, relativen Luftfeuchte, der Windgeschwindigkeit sowie der Frischwasserzufuhr durch die Flüsse. Jeder dieser Faktoren wurde je einmal erhöht und verringert. In der Tab. 2 sind die durchgeführten Sensitivitätsstudien mit den geänderten Einflussfaktoren und den zugehörigen Änderungswerten aufgelistet. Die Analyse erfolgte mittels statistischer Vergleiche zum Referenzmodell (MoWP).

4.2 Material und Methoden

Für die Sensitivitätsstudien wurden die Antriebsdaten der MoWP genutzt und der interessierende Faktor gemäß Tab. 2 modifiziert. Dazu wurde der interessierende Faktor in einer Modellberechnung positiv und in einer weiteren negativ modifiziert. Zu beachten war hierbei, dass die Stärke der Änderung so gewählt werden musste, dass auch ein deutlicher Effekt im betrachteten Modellsystem zu erwarten ist. Die Berechnung der Modelle und Auswertung der daraus resultierenden Daten erfolgte analog zu denen des MoWP Szenarios (Kapitel 3.1).

Tab. 2: Übersicht zu den durchgeführten Modellexperimenten bezüglich der Sensitivitätsstudien und den zugehörigen modifizierten Einflussgrößen inklusive der Änderungsart sowie der Größe der Änderung.

Modellkennung	Einflussfaktor	Modifikation
ATH	Lufttemperatur	+ 10 K
ATL	Lufttemperatur	- 10 K
WVH	Windgeschwindigkeit	· 1.30
WVL	Windgeschwindigkeit	· 0.70

4.3 Einfluss der Änderungen in der Lufttemperatur

Die Änderung der Lufttemperatur wirkt sich in bedeutendem Ausmaß auf zahlreiche Variablen des Modells aus. Erwartungsgemäß korreliert in erster Linie die Wassertemperatur stark und positiv mit der Lufttemperatur (Abb. 37 & 38). Dies trifft vor allem für die oberen Wasserschichten zu, welche in engem Kontakt mit der Atmosphäre stehen. Für das Modell mit den um +10 K modifizierten Lufttemperaturen (ATH) erhöhte sich auch die Wassertemperatur im gleichen Maße. Analog dazu verringerte sich die Wassertemperatur im Modell mit den um 10 K erniedrigten Lufttemperaturen (ATL), allerdings geschah dies aufgrund der Dichteanomalie des Wassers nicht in dem Maße der eigentlichen Modifikation (Abb. 37). Durch die verringerte Temperatur wurde auch die Bildung einer für die darunterliegenden Wasserschichten isolierenden Eisschicht gefördert (Abb. 39). Da aufgrund der damit einhergehenden Veränderungen in der Dichte auch die Schichtung der Wasserkörper beeinflusst wird, kommt es ebenfalls zu Veränderungen von anderen Variablen, wie z. B. der Salinität (Abb. 40) oder des Sauerstoffgehalts (Abb. 41).

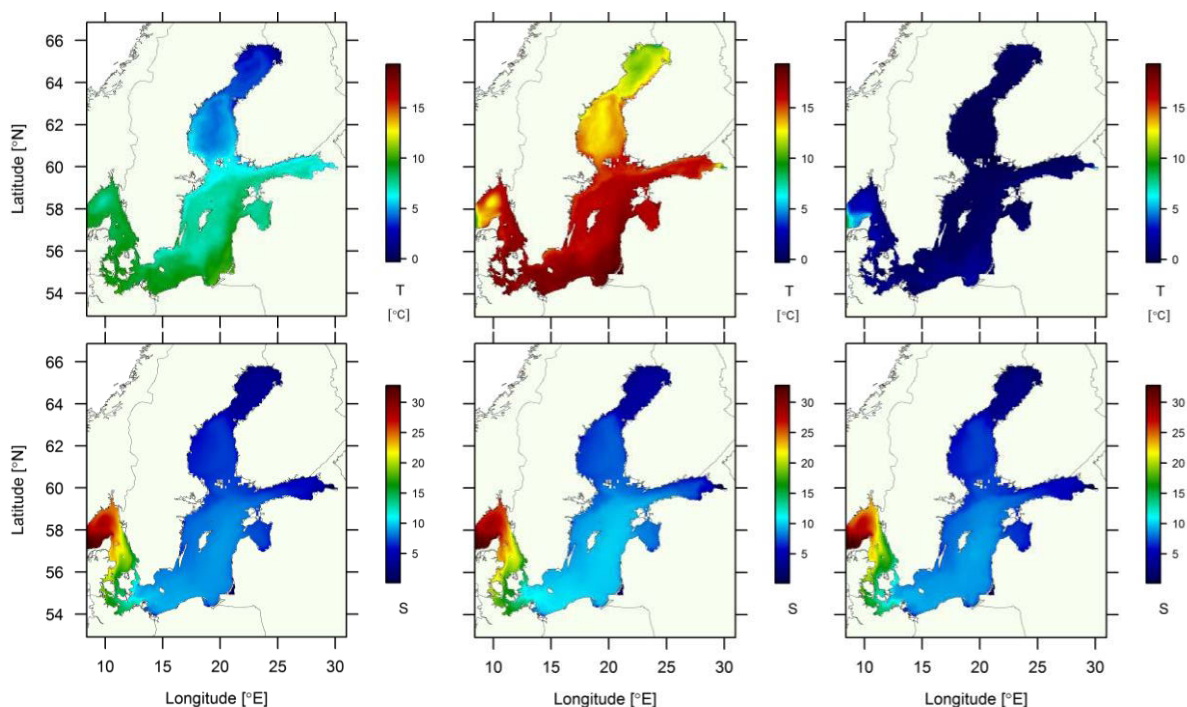


Abb. 37: Mediane der modellierten Daten für die Wassertemperatur (oben) und Salinität (unten) der obersten 10 m Wasserschicht für die Szenarien (von links nach rechts): MoWP, ATH, ATL.

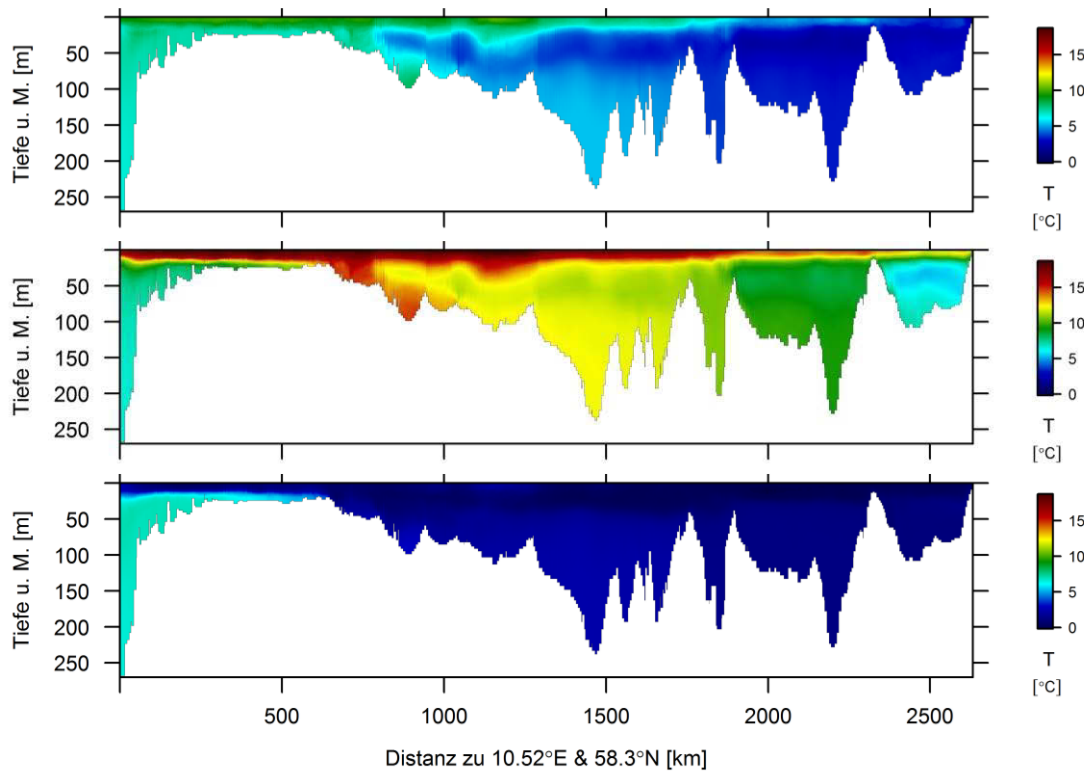


Abb. 38: Mediane der modellierten Wassertemperaturen entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien (von oben nach unten): MoWP, ATH, ATL.

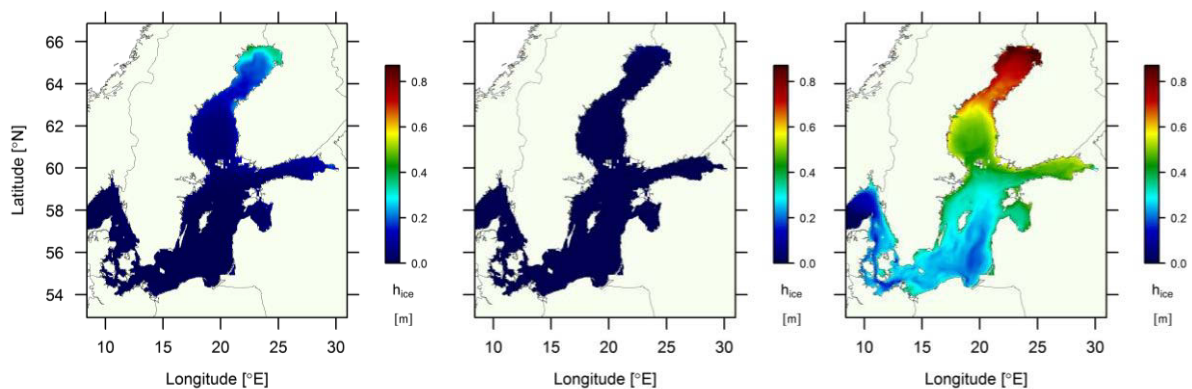


Abb. 39: Mittelwerte der modellierten winterlichen Höhe der Eisdecke der Szenarien MoWP (links), ATH (mittig) und ATL (rechts).

Die Salinität in der oberen Wasserschicht ändert sich aufgrund der Modifikationen der Lufttemperatur nur in geringem Ausmaß (Abb. 37). In den tieferen Bereichen jedoch ist eine Erhöhung der Salinität im ATL Modell zu erkennen (Abb. 40), was vermutlich an der stabileren Schichtung und damit einhergehend an der geringeren Konvektion der Wassermassen liegt. Dabei ändert sich nicht nur die Lage der thermohalinen Grenzschicht, sondern auch die Stabilität dieser Schichtung (Abb. 40).

Die Sauerstoffkonzentrationen der Modelle ATH und MoWP ähneln sich sehr, wobei in der oberen Wasserschicht des ATH Szenarios etwas weniger Sauerstoff gebunden ist. Dies hängt höchstwahrscheinlich mit der verringerten Sauerstoffsättigungskapazität des wärmeren

Wassers zusammen. Das Modell ATL hingegen unterscheidet sich im Sauerstoffgehalt sehr deutlich von den anderen beiden Simulationen. Die oberste Schicht enthält mehr Sauerstoff, wobei sie nicht so tief reicht wie in den Modellen der MoWP und ATH. Auch in den tiefen und bodennahen Regionen ist eine erhöhte Sauerstoffkonzentration zu erkennen (Abb. 41). Die Ursachen hierfür sind vielschichtig, wobei die erhöhte Sättigungskapazität eine Rolle spielt, aber auch die verringerte biologische Aktivität in den oberen Wasserschichten, wodurch weniger organisches Material zu Boden sinkt und damit die Sauerstoffzehrung in Bodennähe verringert wird. Jedoch ist in den Regionen der Bottensee und des Finnischen Meerbusens im ATL Szenario die Sauerstoffkonzentration in Bodennähe deutlich niedriger im Vergleich zum MoWP Szenario (Abb. 41).

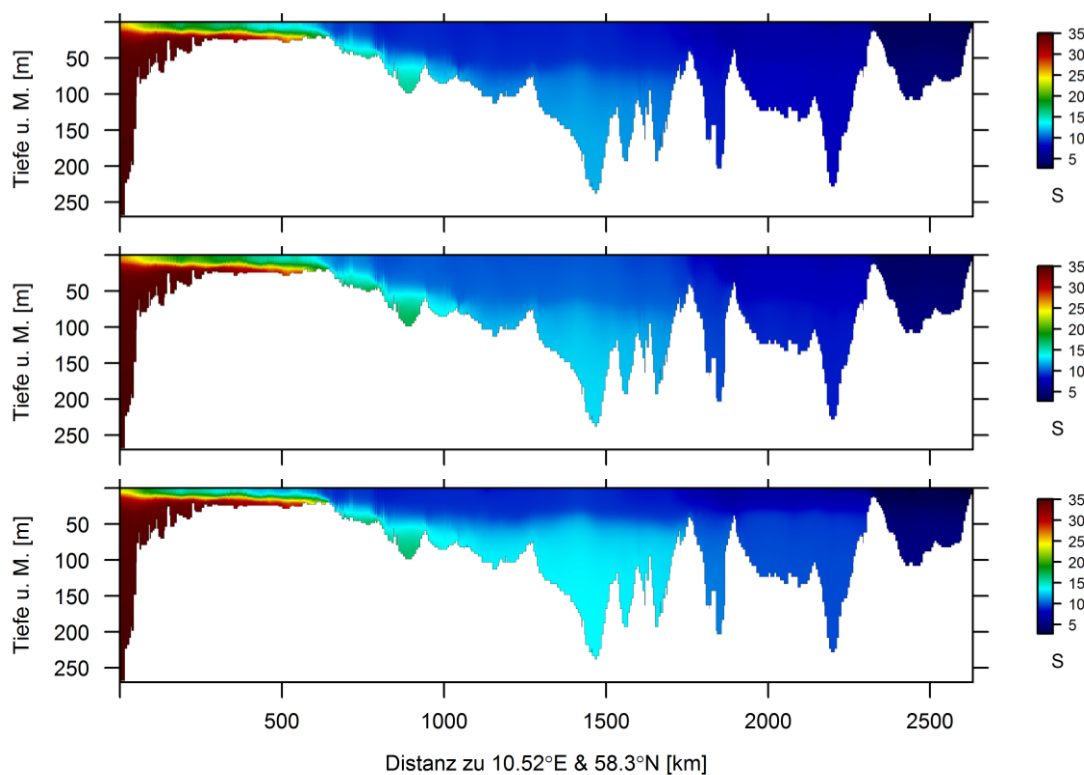


Abb. 40: Mediane der modellierten Salinitäten entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien (von oben nach unten): MoWP, ATH, ATL.

Die Temperatur wirkt sich auch auf die biogeochemischen Stoffkreisläufe und deren Prozesse aus. Dies wird auch bei der Betrachtung der Nährstoffe in Abb. 42, 43 und 44 deutlich. In beiden Sensitivitätsstudien führt die Temperaturänderung zu einer Erhöhung der DIN Konzentrationen. Für das ATH Szenario lässt sich dies durch eine erhöhte Aktivität bzw. Abundanz der Cyanobakterien (Abb. 45) und damit durch eine verstärkte Stickstofffixierung (Abb. 44) erklären. Die erhöhte DIN Konzentration für das ATL Szenario ist hingegen auf den verringerten Verbrauch durch die niedrige Abundanz der Primärproduzenten (Abb. 45 & 46) und

somit auch auf eine geringere Denitrifikation zurückzuführen. Dies führt wiederum zur Akkumulation von DIN im Wasser. Die Phosphatkonzentrationen unterscheiden sich in den ATH und ATL Szenarien nicht in solchem Ausmaß, wie dies für das DIN der Fall ist. Jedoch sind auch hier die Konzentrationen im ATH Szenario erhöht. Ein möglicher Grund hierfür sind die Temperaturänderungen in Bodennähe. Möglicherweise werden dadurch die Prozesse zur Freisetzung von Phosphaten aus den Sedimenten begünstigt und auch beschleunigt. Im Gegensatz dazu sind die Phosphatkonzentrationen des ATL Szenarios etwas geringer als im MoWP Szenario.

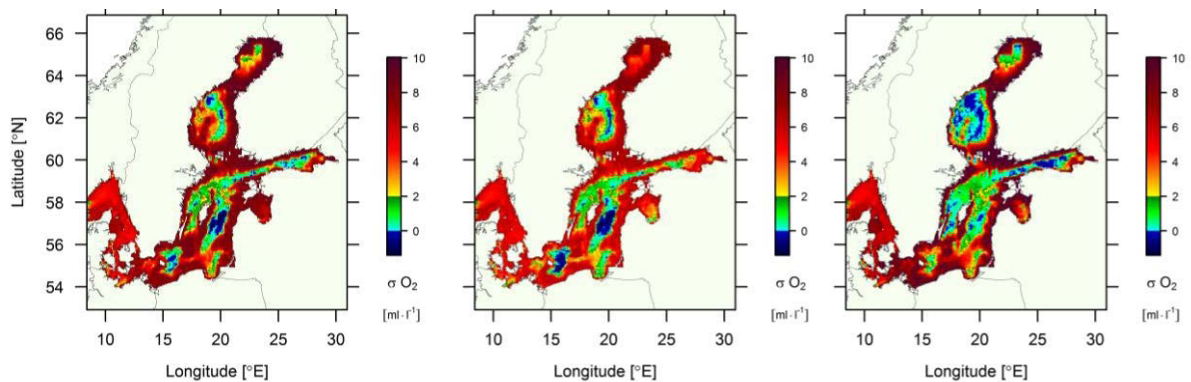


Abb. 41: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentration in der bodennahen Wasserschicht für die Szenarien MoWP (links), ATH (mittig) und ATL (rechts).

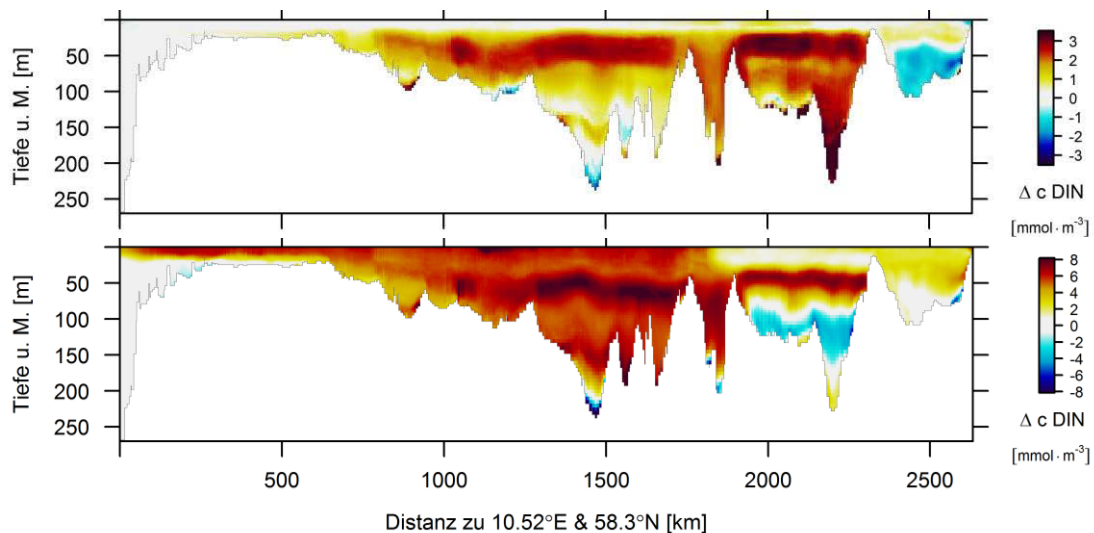


Abb. 42: Differenzen der modellierten DIN Konzentrationen entlang des Transsektes (Abb. 6); oben: ATH-MoWP, unten: ATL-MoWP.

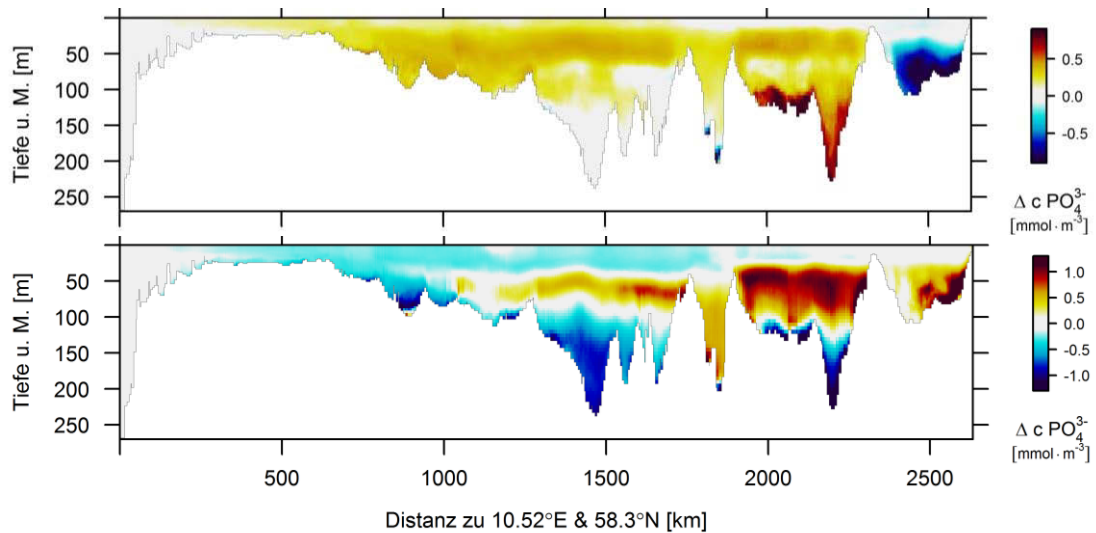


Abb. 43: Differenzen der modellierten Phosphatkonzentrationen entlang des Transsektes (Abb. 6); oben: ATH-MoWP, unten: ATL-MoWP.

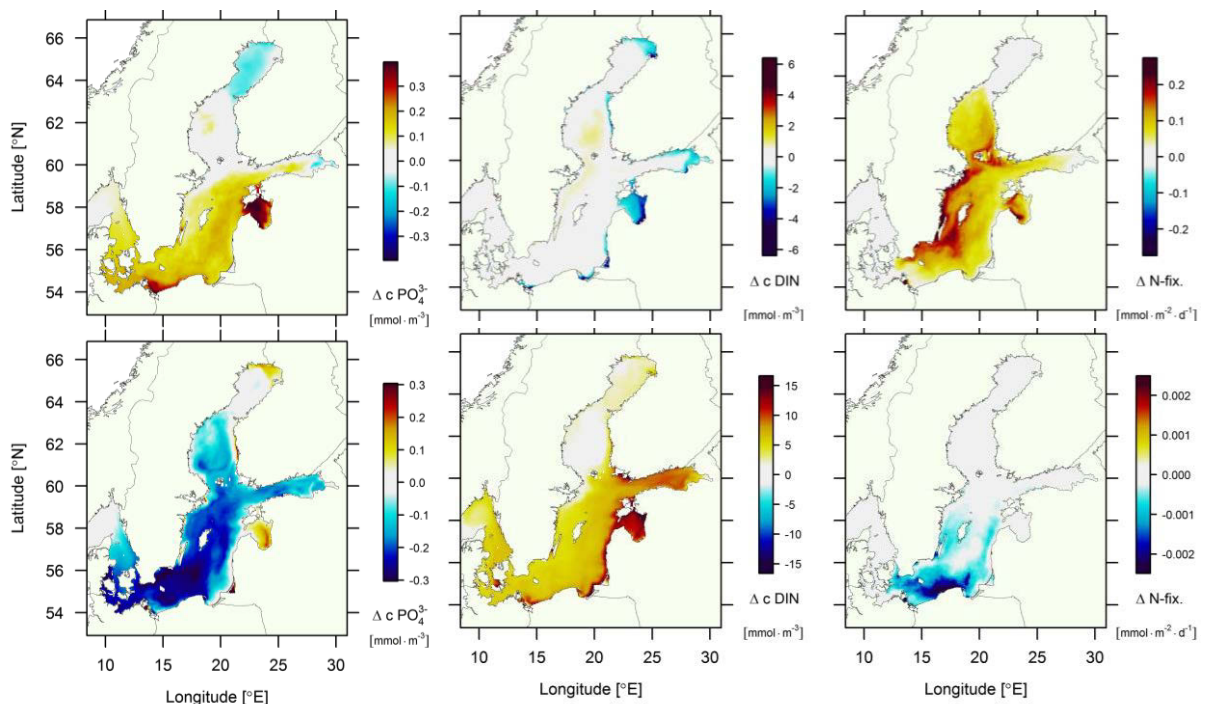


Abb. 44: Differenzen der modellierten Phosphatkonzentrationen (links), der DIN Konzentrationen (mittig) und der Stickstofffixierung (rechts) für die obersten 10 m der Wassersäule; oben: ATH-MoWP; unten: ATL-MoWP.

Die Änderungen in der Lufttemperatur beeinflussen sowohl direkt als auch indirekt die biologische Aktivität und damit die Abundanz der Organismen (Abb. 45 & 46). Im Modell mit erhöhter Lufttemperatur (ATH) sind auch die Konzentrationen höher als im MoWP Szenario. Umgekehrt trifft dies für das Modell mit verringerter Lufttemperatur (ATL) zu, da hier die Konzentrationen niedriger sind als im MoWP Szenario. Aus den hier gewonnenen Ergebnissen lässt sich schlussfolgern, dass eine Änderung der Lufttemperatur einen entscheidenden Einfluss

auf relevante Variablen des Ökosystems Ostsee nimmt. Dabei unterscheiden sich diese Variablen auch in ihrer Sensitivität bezüglich dieser Änderung der Lufttemperatur.

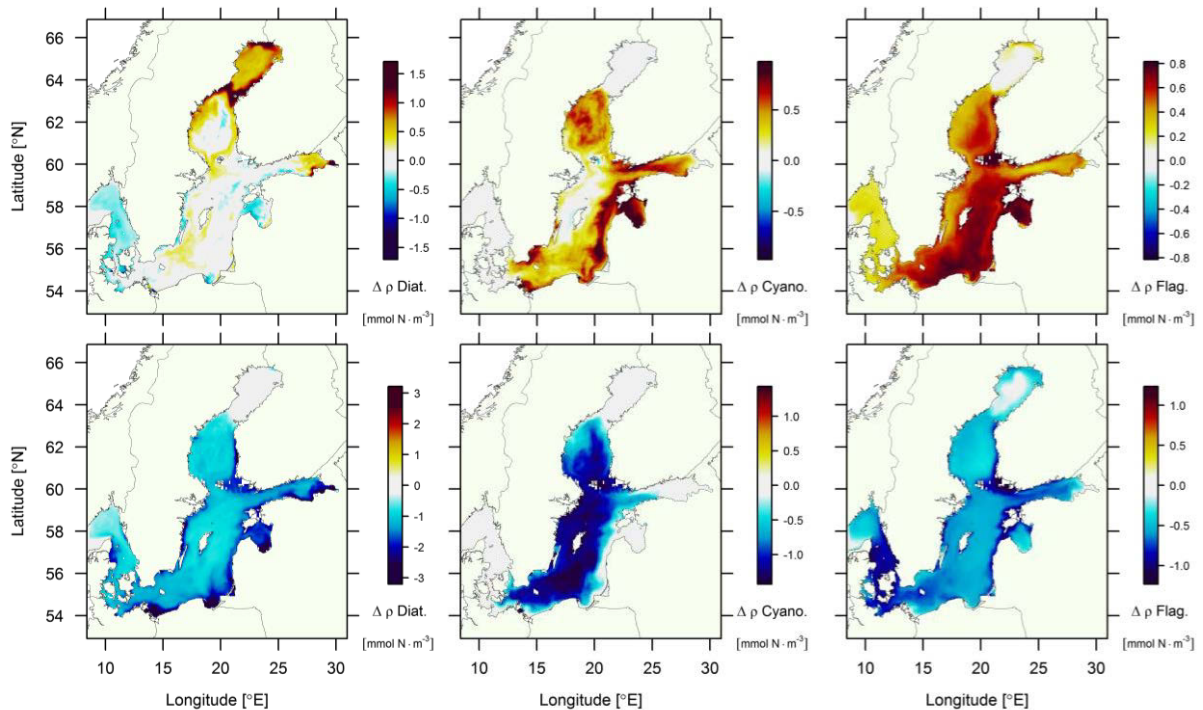


Abb. 45: Differenzen in den modellierten Abundanzen der Primärproduzenten (links: Diatomeen im Frühjahr, mitte: Cyanobakterien im Sommer, rechts: Flagellaten im Herbst) für die obersten 10 m der Wassersäule; oben: ATH-MoWP; unten: ATL-MoWP.

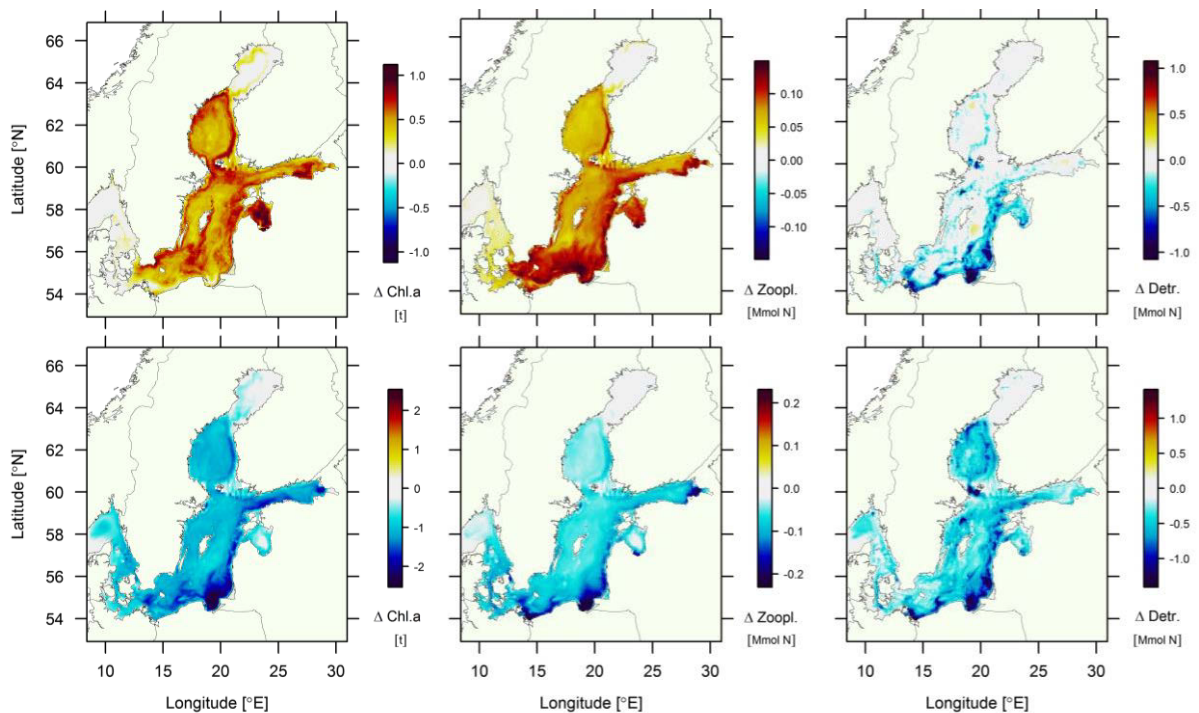


Abb. 46: Differenzen in den über der Wassersäule integrierten modellierten Abundanzen der Primärproduzenten als Chlorophyll *a* (links), Zooplankton (mittig) und Detritus (rechts) für ATH-MoWP (oben) und ATL-MoWP (unten).

4.4 Einfluss der Änderungen in der Windgeschwindigkeit

Als weiteres Sensitivitätsszenario wurde der Einfluss der Windgeschwindigkeiten in latitudinaler (u) und longitudinaler (v) Richtung auf die einzelnen Modellvariablen untersucht. Dazu wurden die Windgeschwindigkeiten (u, v) der Modellantriebsdaten, wie in Tab. 2 dargestellt, um jeweils 30 % erhöht (WVH) bzw. erniedrigt (WVL). Diese Art der Modifikation der Antriebsdaten hat einen bedeutenden Einfluss auf die Schichtung der Ostsee, was anhand der Salinität und Temperatur der jeweiligen Wasserkörper verdeutlicht werden kann. Obwohl die Betrachtung der oberen Wasserschicht nur geringfügige Unterschiede dieser beiden Simulationen im Vergleich zum Referenzmodell der MoWP aufzeigt (Abb. 47), sind die Unterschiede in Bezug auf die Tiefenverteilungen signifikant vom Referenzmodell verschieden. (Abb. 48 & 49). Eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit im Szenario WVH destabilisiert die Schichtung und fördert eine vertikale Durchmischung der einzelnen Wasserkörper. Im Gegensatz dazu wird die Stabilität der Wasserschichtung durch eine Verringerung der Windgeschwindigkeit im Szenario WVL erhöht. Dies hat wiederum zur Folge, dass der vertikale Austausch zwischen den Wasserschichten gehemmt wird.

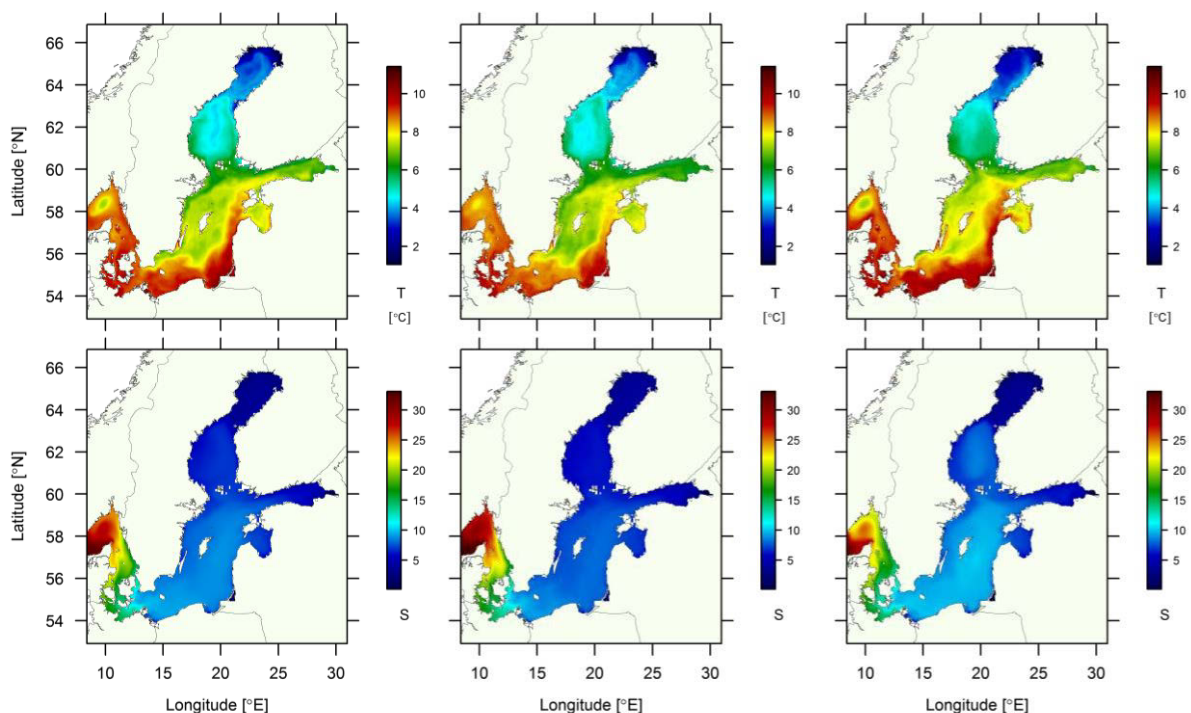


Abb. 47: Mediane der modellierten Wassertemperatur (oben) und Salinität (unten) für die oberste 10 m Wasserschicht der Szenarien (von links nach rechts): MoWP, WVH, WVL.

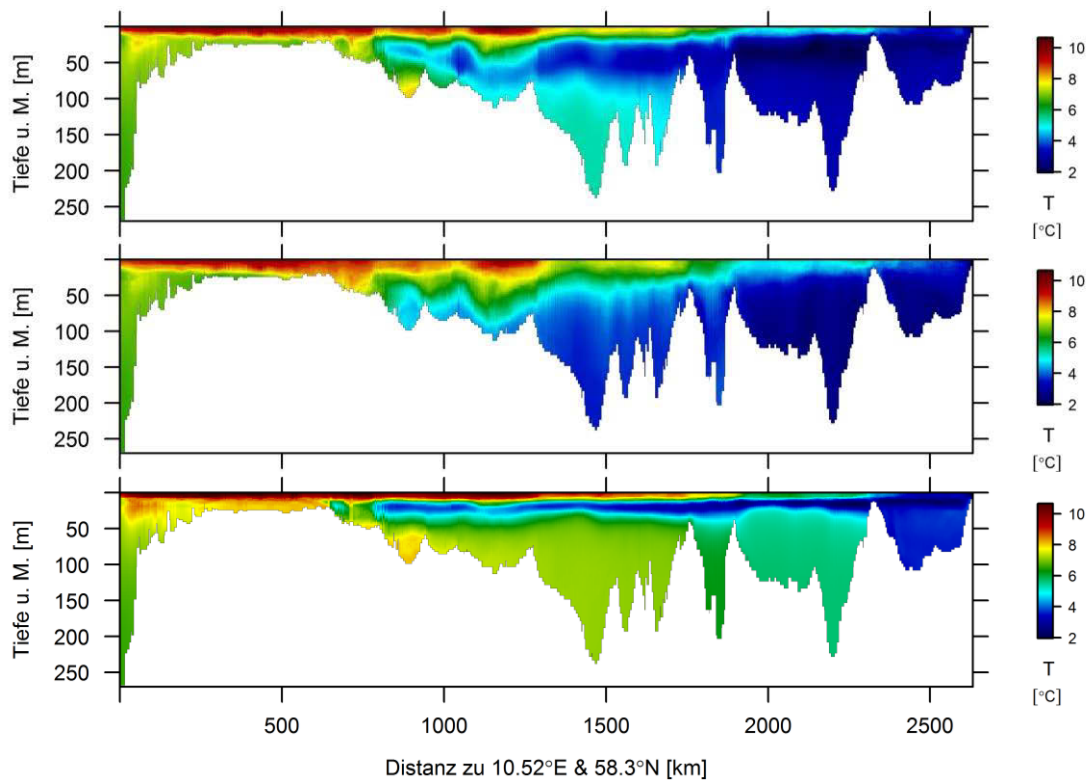


Abb. 48: Mediane der modellierten Wassertemperaturen entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien (von oben nach unten): MoWP, WVH, WVL.

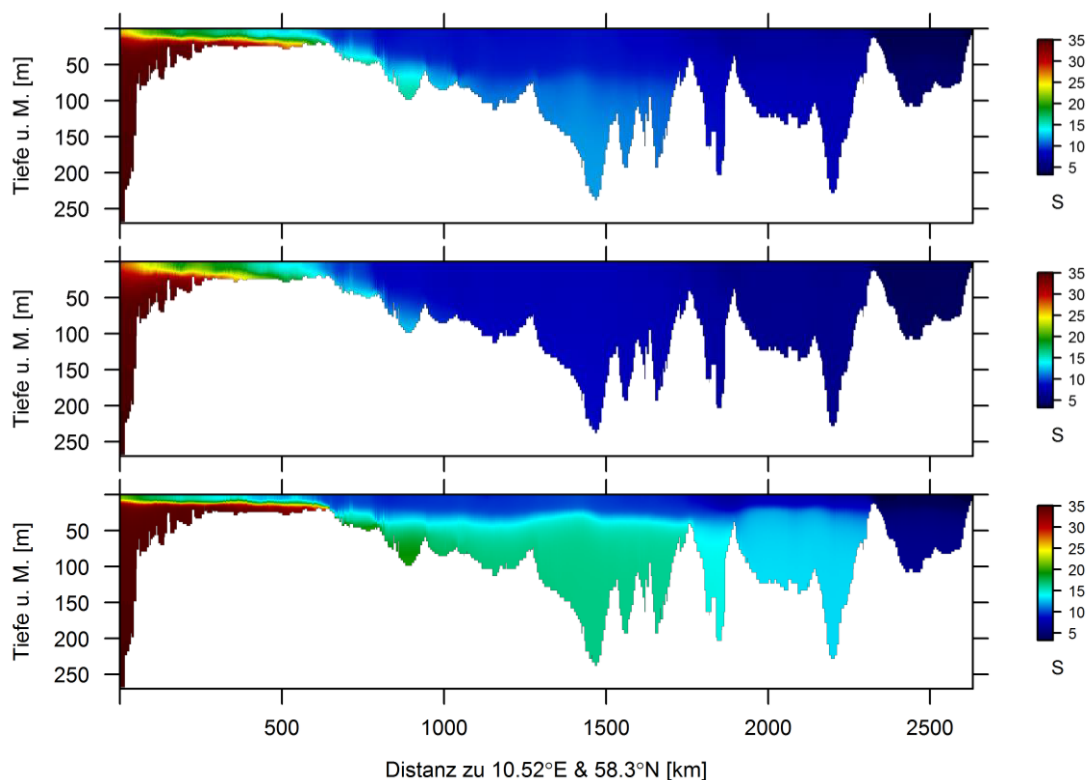


Abb. 49: Mediane der modellierten Salinitäten entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien (von oben nach unten): MoWP, WVH, WVL.

Es ist auch anzumerken, dass bereits eine Steigerung der Windgeschwindigkeiten von 30 % ausreicht, um die thermohaline Schichtung nahezu vollständig aufzulösen und die Wasserkörper zu durchmischen. Eine derartige Entwicklung der Windgeschwindigkeit hätte demnach tiefgreifende Änderungen für das gesamte Ökosystem zur Folge. Die Modifikation der Windgeschwindigkeit wirkt sich direkt und auch indirekt (durch die Änderung von Variablen wie z. B. der Temperatur) auf nahezu alle Variablen des Modells aus. Außer den physikalischen Zustandsvariablen wie Temperatur, Salinität, Strömungsgeschwindigkeit und Sauerstoffgehalt werden auch die mittlere Höhe des Meeresspiegels, die Tiefe der Durchmischungszone und die Ausbreitung und Dicke der Eisbedeckung im Winter beeinflusst (Abb. 50).

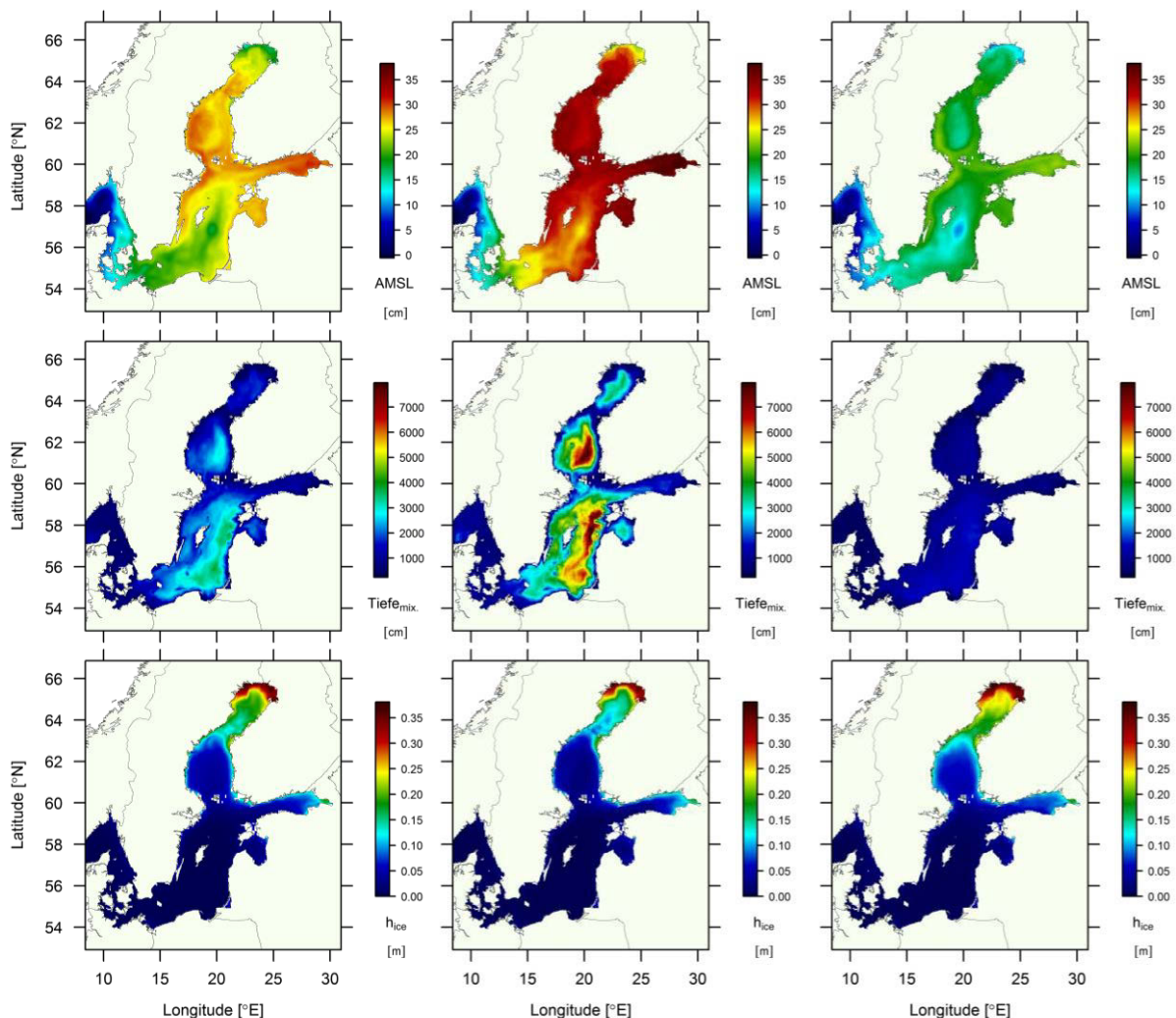


Abb. 50: Mediane der modellierten Daten für den Meeresspiegel, die Tiefe der Durchmischungszone und die mittlere Eisdicke (von oben nach unten) für die Szenarien (von links nach rechts): MoWP, WVH, WVL.

Von besonderem Interesse erscheint in diesem Szenario wieder die Verteilung der anoxischen bzw. hypoxischen Zonen. Während diese Zonen im Szenario WVH weitestgehend verschwunden sind, haben sie sich im WVL Szenario hingegen im Hinblick auf das MoWP Szenario weiter ausgebreitet. So ist fast der gesamte Meeresgrund der Bottensee und des

Finnischen Beerbusens anoxisch und der Meeresboden der zentralen Ostsee nahezu komplett hypoxisch (Abb. 51 & 52). Jedoch ist im WVL Szenario der Meeresboden im und um das Gotlandbecken herum nicht mehr anoxisch wie im MoWP Szenario, sondern nur noch hypoxisch. Der Grund hierfür ist vermutlich die Änderung in der Phosphatverteilung (Abb. 53). Das Phosphat ist im WVL Szenario hauptsächlich unterhalb der obersten 30 m Wasserschicht vorhanden. Dies limitiert das Wachstum der Primärproduzenten und damit auch der Konsumenten und führt somit zu einer Verringerung der organischen Belastung des Meeresbodens in diesen Bereichen. Einige Regionen, insbesondere aber die Bottensee, bilden dabei jedoch eine Ausnahme, da in dieser Region Phosphat in der oberen Schicht vorhanden ist und somit diese Bereiche eher durch Stickstoff limitiert sind (Abb. 54).

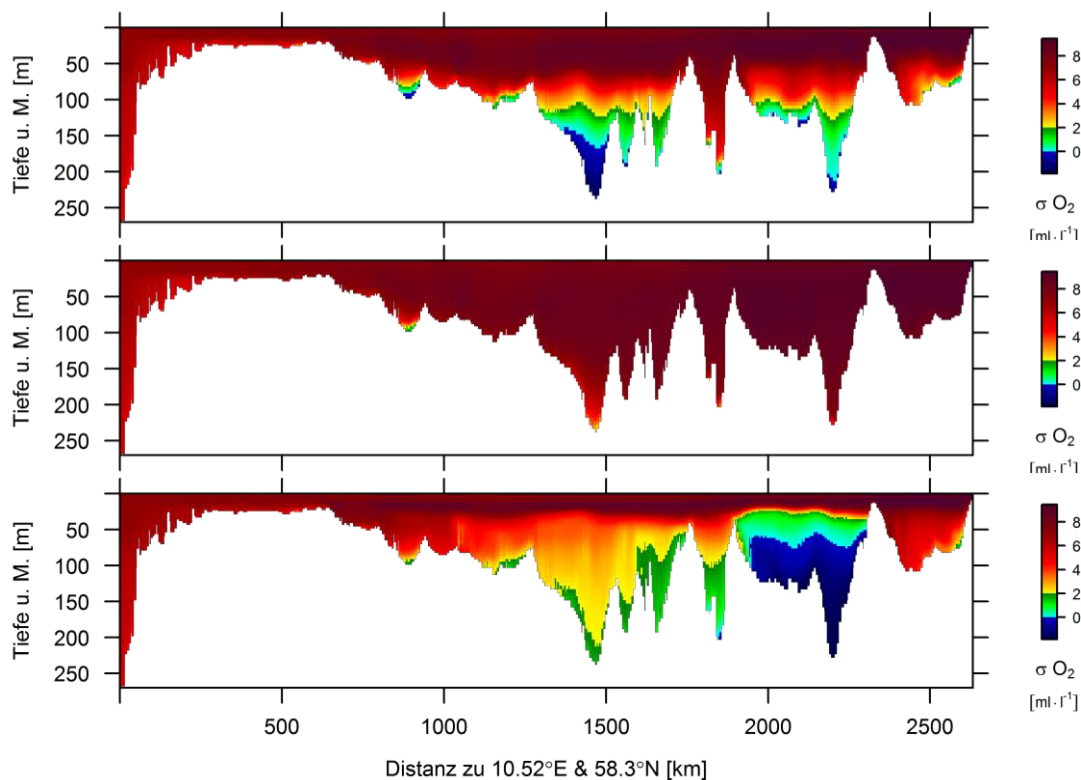


Abb. 51: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentration entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien (von oben nach unten): MoWP, WVH, WVL.

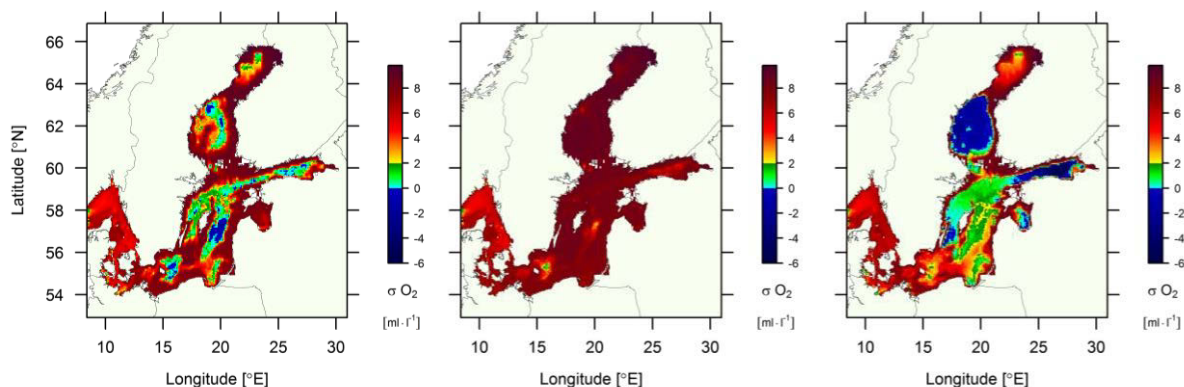


Abb. 52: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentration in der bodennahen Wasserschicht für die Szenarien (von links nach rechts): MoWP, WVH, WVL.

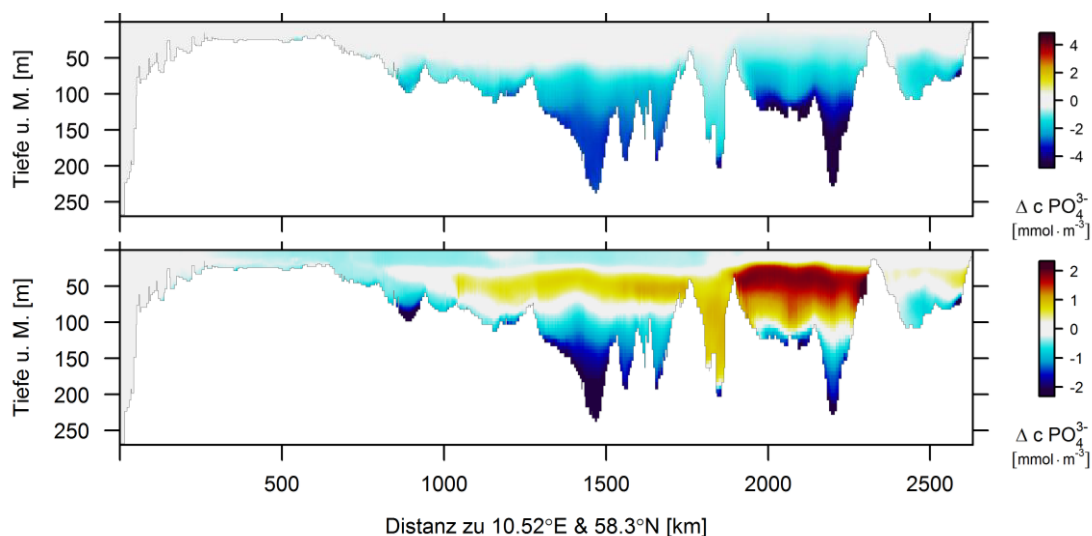


Abb. 53: Differenzen der Mediane der modellierten Phosphatkonzentration entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien WVH-MoWP (oben), WVL- MoWP (unten).

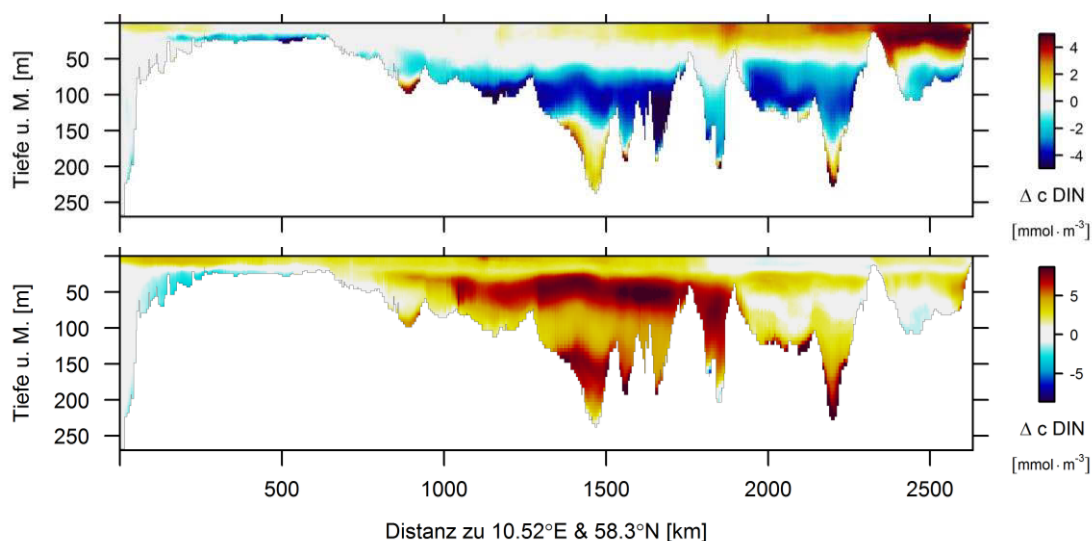


Abb. 54: Differenzen der Mediane der modellierten Konzentration von DIN entlang des Transsektes (Abb. 6) für die Szenarien WVH-MoWP (oben), WVL- MoWP (unten).

Die Limitation durch Stickstoff betrifft jedoch nicht die Cyanobakterien, welche in der Lage sind, atmosphärischen Stickstoff zu fixieren. Die Verringerung der Windgeschwindigkeit bewirkt einen Anstieg der Temperaturen in den oberen Wasserschichten, was wiederum bei Vorhandensein von Nährstoffen zu einer Erhöhung der Biomasseproduktion führt (Abb. 55). Dies erzeugt in einigen Regionen eine erhöhte Belastung mit organischem Material (Abb. 55) und damit eine Steigerung der Sauerstoffzehrung bzw. eine Verringerung des Sauerstoffgehaltes. Der Einfluss der Windgeschwindigkeit ist für nahezu alle Modellvariablen signifikant und von elementarer ökologischer Bedeutung. Eine möglichst exakte Angabe der Windgeschwindigkeiten in den Antriebsdaten ist demzufolge unabdingbar für eine korrekte Modellberechnung.

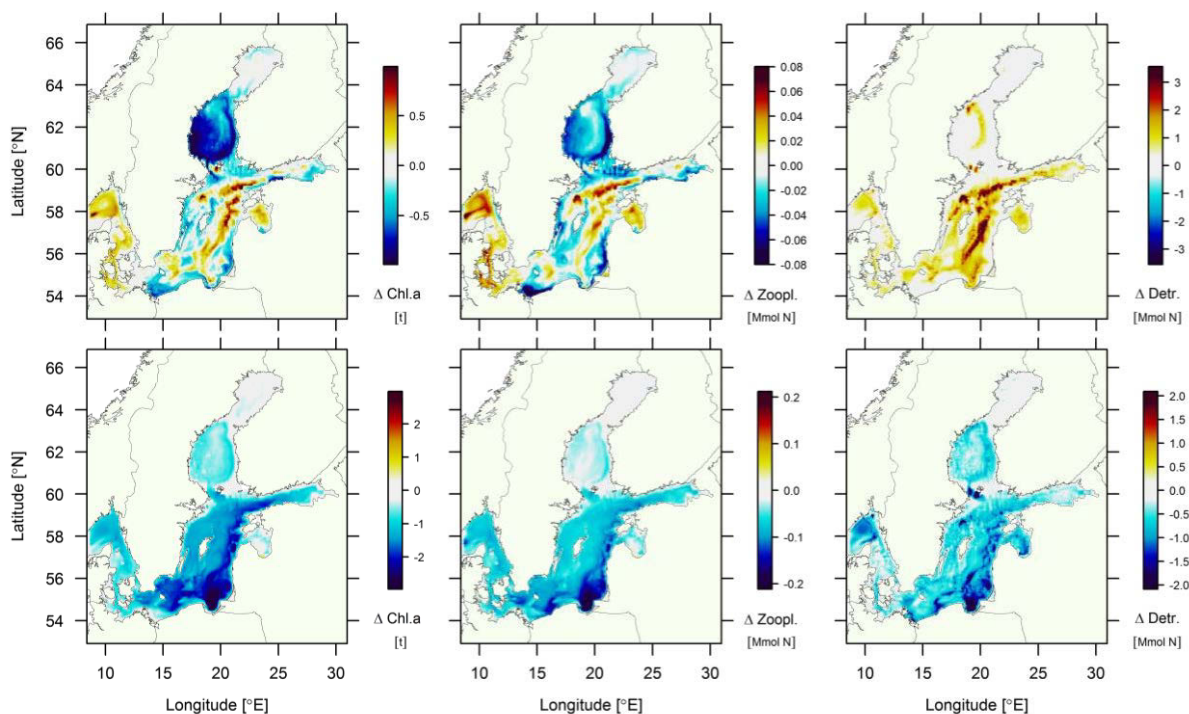


Abb. 55: Differenzen der Mediane der über die Wassersäule integrierten modellierten Chlorophyll *a*- (links), Zooplankton- (mittig) und Detrituskonzentrationen (rechts) für die Szenarien WVH-MoWP (oben) und WVL-MoWP (unten).

5. Paläoozeanographische Szenarien

5.1 Einleitung zur Simulation der Kleinen Eiszeit (LIA) und der mittelalterlichen Warmzeit (MCA)

Die Simulation von Ökosystemen vergangener und zukünftiger Epochen ist wesentlich komplizierter als die Simulation der jüngeren Vergangenheit bzw. Gegenwart. Dies liegt vor allem am Fehlen von Daten der externen Antriebsfaktoren für diese Zeiträume, aber auch an fehlenden Informationen zu den Zustandsvariablen, um eine Überprüfung bzw. Validierung der mittels Modellierung gewonnenen Ergebnisse durchzuführen. Deshalb ist auch die Unsicherheit dieser Szenarien immer etwas größer. Nichtsdestotrotz liefern diese Experimente wertvolle grundlegende Erkenntnisse über die komplexen Funktionsweisen und Zustände des modellierten Ökosystems. Es ist auch möglich, mittels Proxydaten, welche durch indirekte Messmethoden gewonnen werden, Aussagen über spezielle Zustandsvariablen an vereinzelt Orten und für bestimmte Zeiträume zu treffen. Für Gewässer und demzufolge auch für die Ostsee werden häufig die durch Sedimentation entstandenen Bodenschichten analysiert.

Die daraus gewonnenen Werte können dann zum Vergleich mit den Modellergebnissen aus den paläologischen Simulationen herangezogen werden. In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse der Simulationen für die Kleine Eiszeit (LIA) und anschließend für die mittelalterliche Warmzeit (MCA) dargestellt und mit den Ergebnissen des Referenzmodells (MoWP) verglichen. Die so gewonnenen Resultate ermöglichen eine Einschätzung des ökologischen Zustandes der Ostsee zu den genannten paläoklimatischen Epochen. Weiterhin können die Ergebnisse auch von Wissenschaftlern anderer Disziplinen genutzt werden, um die Ostsee z. B. als Bestandteil des Transportsystems oder der Nahrungsmittelgewinnung im kulturhistorischen Rahmen einzuordnen. Durch die Simulation dieser paläoozeanographischer Szenarien ist es ebenfalls möglich, grundlegende Erkenntnisse über die ökologischen Aspekte von Klimavariationen zu erlangen, was essentiell für die Feststellung sowie Lösungsfindung von Problemen im Zusammenhang mit dem Ökosystem Ostsee ist. So kann dies für die Ostsee z. B. den Einfluss von Klimaänderungen auf die Fischerei beinhalten, was den Entscheidungsträgern

ermöglicht, bereits frühzeitig auf solche Änderungen entsprechend zu reagieren, um mögliche, vor allem dauerhafte Schäden so gering wie möglich zu halten. Anhand zweier historischer, voneinander sehr verschiedener Klimaepochen – Kleine Eiszeit (LIA), mittelalterliche Warmzeit (MCA) – werden im Folgenden die Einflüsse von Klimaänderungen hinsichtlich ihrer ökologischen Aspekte auf das Ökosystem untersucht.

5.2 Material und Methoden

5.2.1 Modelladaptation an die Klimabedingungen der Kleinen Eiszeit

Das Modell zur Simulation der Kleinen Eiszeit wurde mit den Antriebsdaten externer Einflussfaktoren aufgesetzt, welche speziell an diese Epoche angepasst wurden. Die zugrundeliegende Methodik dieser Anpassung ist der in Kapitel 2.2 dargestellte *delta change* Ansatz. Dabei wurden die aus der modernen Warmzeit (MoWP) bekannten Antriebsdaten durch ermittelte und abgeschätzte Unterschiede zur Kleinen Eiszeit (LIA) verändert. Die *delta change* Werte wurden entweder als Differenzen oder als Relationen der Monatsmittel zwischen den Zeiträumen der modernen Warmzeit (1947–1994) und der Kleinen Eiszeit während des Maunder Minimums (1657–1704) errechnet. Bei den angepassten Einflussgrößen handelt es sich um die globale Solareinstrahlung, die Lufttemperatur, die relative Luftfeuchte, die Bewölkung, den Niederschlag, die Windgeschwindigkeit (Vektoren: u und v), den durchschnittlichen Meeresspiegel des Kattegat, die Frischwasserzufuhr durch die Flüsse und die flussbürtigen sowie atmosphärischen Nährstoffeinträge. Datensätze für die atmosphärischen Einflussgrößen Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Bewölkung, Niederschlag und Windgeschwindigkeit, jeweils mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden, sowie für den Meeresspiegel des Kattegat mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag konnten von der *Ocean Climate Group* der Universität Göteborg bezogen werden (Hansson & Omstedt, 2008; Hansson *et al.*, 2010). Diese Datensätze beruhen auf einer in Abb. 56 dargestellten Unterteilung der Ostsee in 13 Becken (Omstedt, 1990), weshalb die *delta change* Werte als über die Fläche der jeweiligen Becken gewichtete Mittelwerte berechnet wurden. Aufgrund der Arbeit von Kabel *et al.* (2012) kann davon ausgegangen werden, dass die Lufttemperatur vermutlich sogar noch um *ca.* 1 K niedriger war als hier berechnet. Deshalb wurden die Antriebsdaten durch Subtraktion von 1 K dahingehend modifiziert. Die daraus resultierenden *delta change* Werte des LIA Szenarios für die atmosphärischen, meteorologischen Faktoren sowie für den durchschnittlichen Meeresspiegel des Kattegat sind in Tab. 3 dargestellt.

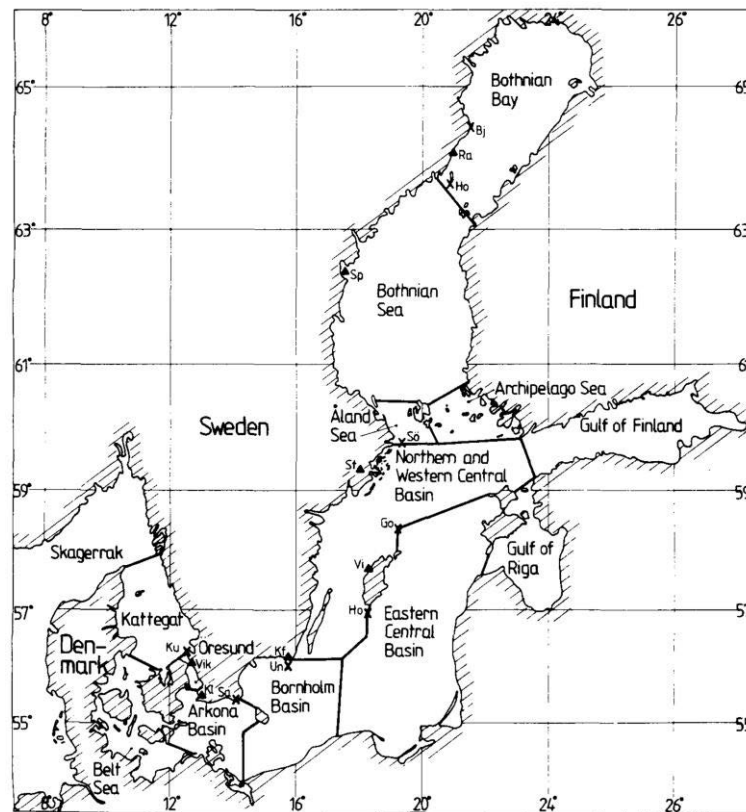


Abb. 56: Unterteilung der Ostsee in 13 Regionen (Omstedt, 1990).

Tab. 3: Delta change Werte für: Lufttemperatur (ΔT [K]), relative Luftfeuchte (ΔRH), Bewölkung (ΔCL), Gesamtniederschlag ($\Delta Prec$ [mm · d⁻¹]), Windgeschwindigkeit (Vektor u: Δv_{wu} [m · s⁻¹], Vektor v: Δv_{wv} [m · s⁻¹]) und Meeresspiegel im Kattegat ($\Delta AMSL$ [cm]).

Month	ΔT	ΔRH	ΔCL	$\Delta Prec$	Δv_{wu}	Δv_{wv}	$\Delta AMSL$
Januar	-2,16	0,0036	0,0172	-0,33	-0,210	0,418	-8,10
Februar	-1,82	0,0095	0,0302	-0,40	0,817	1,379	-13,30
März	-2,00	-0,0021	-0,0030	-0,16	-0,827	0,013	-7,40
April	-2,42	-0,0082	-0,0140	0,21	-1,819	-0,511	-1,50
Mai	-2,13	-0,0066	-0,0056	0,30	-1,017	0,003	-4,95
Juni	-1,40	-0,0033	0,0059	-0,17	-1,045	-0,172	-5,65
Juli	-0,99	-0,0005	0,0110	-0,84	-0,324	0,390	-7,30
August	-1,10	0,0046	0,0166	-0,36	-0,032	0,600	-10,65
September	-1,80	0,0015	0,0088	-0,53	-0,597	0,223	-8,50
Oktober	-1,18	0,0029	0,0136	0,98	0,387	0,957	-9,95
November	-1,76	-0,0069	-0,0069	-0,77	-1,317	-0,415	-7,20
Dezember	-2,15	0,0004	0,0073	-0,70	-0,857	0,007	-5,50

Des Weiteren wurde die solare Strahlungsintensität aus Proxydaten durch Lean *et al.* (1995) ermittelt. Die Korrelation der solaren Einstrahlungsenergie und der Oberflächentemperatur der nördlichen Hemisphäre beträgt 0,86 für die vorindustrielle Zeitspanne von 1610 bis 1800 (Lean *et al.*, 1995), was die Bedeutung dieses Einflussfaktors verdeutlicht. Aufgrund dessen wurde die Solarkonstante im Modell ebenfalls an die Gegebenheiten zur Zeit der Kleinen Eiszeit

angepasst. Der durch Lean *et al.* (1995) berechnete Schätzwert von -0,24 % wird dabei häufig als konservative Sichtweise der Änderung in der solaren Globalstrahlung zwischen dem Maunder Minimum und der modernen Warmzeit angenommen (Bard *et al.*, 2000). Dieser Wert wurde auch für das LIA Szenario benutzt, obwohl noch weitere Werte für diese Änderung der globalen Solarstrahlung existieren (s.a. Bard *et al.*, 2000).

Die Süßwasserzufuhr durch die Flüsse entlang der Ostseeküste wurden ebenfalls an die LIA Bedingungen angepasst. Dazu wurden in einem ersten Schritt die relevanten Daten aus Hansson *et al.* (2010) extrahiert und analysiert. Die so ermittelten relativen Faktoren der Änderung in der Süßwasserzufuhr der jeweiligen Becken wurden den Flüssen aus dem Modell zugeordnet und mit diesen multipliziert. Die *delta change* Faktoren der Becken und die dazugehörigen im Modell implementierten 20 Flüsse sind in Tab. 4 aufgelistet. Die Süßwasserzufuhr für die gesamte Ostsee erfährt auf Grundlage dieser Berechnung einen Zuwachs von 0,9 % während der Kleinen Eiszeit im Vergleich zur heutigen Situation. Dies entspricht in etwa einem zusätzlichen Einstrom von 4,1 km³ Frischwasser pro Jahr in die Ostsee.

Tab. 4: Faktoren des *delta change* Ansatzes für die Änderungen im Süßwasserzufluss der wichtigsten Flüsse in die Ostsee, welche für die Simulation der Einträge zur Zeit der Kleinen Eiszeit benutzt wurden.

Ostseebecken	Fluss	Faktor
Nordwestliches Gotlandbecken	Emån-Motala, Mälaren	1.002134
Golf von Riga	Daugava	1.002122
Östliches Gotlandbecken	Neman, Pregolya, Vistula	1.002118
Bornholmbecken	Helgeå	1.002125
Arkonabecken	Oder, Peene	1.002099
Beltsee	Schwentine, Trave, Warnow	1.002152
Kattegat	Göta älv	1.002113
Bottenwiek	Kemijoki, Lule älv, Ume älv	0.904573
Bottensee	Ångerman River, Kokemäenjoki	0.904573
Golf von Finnland	Narva, Neva	1.011357

Abschließend wurden noch die Nährstoffeinträge (Ammonium, Nitrat und Phosphat) durch die Atmosphäre und durch die Flüsse an die LIA Bedingungen angepasst. Als Voraussetzung der Anpassung des Trophiestatus an die Kleine Eiszeit wird angenommen, dass dieser Trophiestatus mit hoher Wahrscheinlichkeit dem vorindustriellen Stand entspricht. Im Bottnischen Meerbusen betrug die atmosphärische Deposition von Stickstoff von 1994 bis 1998 durchschnittlich etwa 130 – 200 mg N · m⁻² und entspricht damit nur *ca.* 30 – 35 % der Stickstoffdeposition in die gesamte Ostsee (Herata *et al.*, 2002). Schernewski & Neumann (2005) gehen sogar davon aus, dass der Anteil der atmosphärischen Deposition von Stickstoff nur etwa 10 % betragen könnte. Die flussbürtigen Nährstoffeinträge für die Anpassung des Modells wurden aus Daten von Schernewski & Neumann (2005) berechnet und in Tab. 5 zusammengefasst. Für die atmosphärischen Nährstoffeinträge der vorindustriellen Epochen ist die Datenlage noch

geringer als für die flussbürtigen Einträge, weshalb die Änderungen dieser Einträge nur geschätzt wurden. Die paläoozeanographischen Modelle (LIA, MCA) wurden unter Berücksichtigung einer atmosphärischen Nährstoffdeposition von 10 % im Vergleich zum MoWP Szenario berechnet.

Tab. 5: Aus Schernewski & Neumann (2005) abgeleitete *delta change* Faktoren der flussbürtigen Nährstoffeinträge von Ammonium, Nitrat und Phosphat, welche zur Anpassung der Flusseinträge des LIA Szenarios genutzt wurden.

Fluss	NH ₄ ⁺	NO ₃	PO ₄ ³⁻
Ångermanälven	0,363636	0,545455	1,000000
Daugava	0,078125	0,211640	0,307692
Emån-Motala	0,256410	0,362319	0,500000
Göta älv	0,129870	0,183486	0,500000
Helgeå	0,263158	0,277008	1,000000
Kemijoki	0,088889	0,363636	0,200000
Kokemäenjoki	0,095238	0,253807	0,153846
Lule älv	0,285714	0,972973	1,000000
Mälaren	0,013793	0,120482	0,012384
Narva	0,144928	0,228311	0,222222
Neman	0,093897	0,233463	0,571429
Neva	0,089286	0,444444	0,400000
Oder	0,101754	0,395389	0,101695
Peene	0,101754	0,395389	0,101695
Pregolya	0,093897	0,233463	0,571429
Schwentine	0,101754	0,395389	0,101695
Trave	0,101754	0,395389	0,101695
Ume älv	0,500000	0,857143	1,000000
Vistula	0,063319	0,559543	0,461538
Warnow	0,101754	0,395389	0,101695

Nachdem alle relevanten Antriebsfaktoren des Modells für das LIA Szenario angepasst wurden und das Modell berechnet werden könnte, stellt sich die Frage nach der Lösung eines weiteren Problems, der Verzögerung der Antwort bzw. Reaktion des simulierten Ökosystems auf die vorgenommenen Änderungen. Diese Verzögerung, auch als *spin-up* Effekt bezeichnet, kann für einige Variablen mehrere Jahre umfassen und ist somit für die hier dargestellten Versuche, insbesondere für Variablen mit einer sehr stark verzögerten Antwort auf Änderungen in den Randbedingungen (z. B. die Salinität), von Bedeutung. Abbildung 57 veranschaulicht diesen *spin-up* Effekt für die Salinität und die Wassertemperatur (als Monatsmittelwerte der gesamten Ostsee) nach einer ersten Berechnung des Modells mit teilweise veränderten Antriebsdaten. Sehr gut zu erkennen ist hierbei die lange Antwortverzögerung der Salinität auf die Änderungen der Umweltbedingungen von ungefähr 30 Jahren. Es kann davon ausgegangen werden, dass sich das System nach Ablauf der modellierten 47 Jahre in einem nahezu *quasi* stabilen Zustand befindet bzw. dass die inneren Zustände für diesen klimatischen Zeitraum an die äußeren Randbedingungen adaptiert sind. Da sich die äußeren Faktoren aber auch innerhalb des betrachteten Zeitraumes ändern, wurde aus mehreren Modellberechnungen mit jeweils

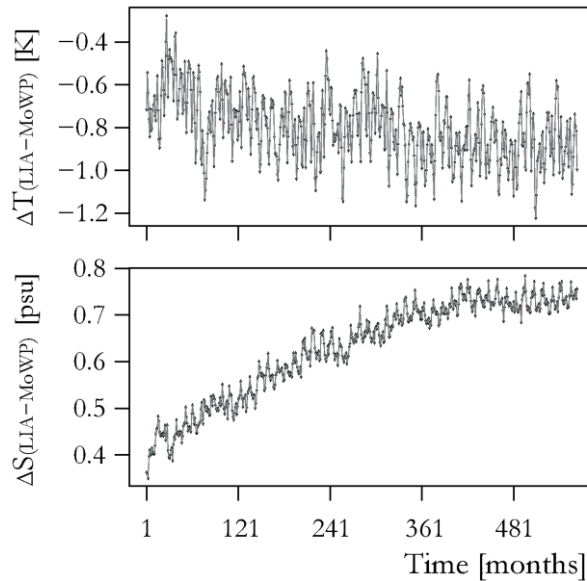


Abb. 57: Differenzen der Temperatur- und Salinitätsmittelwerte für die gesamte Ostsee zwischen den Szenarien der kleinen Eiszeit und der modernen Warmzeit. Nach etwa 30 Jahren sind die Differenzen relativ konstant, so dass sich ein Gleichgewicht eingestellt hat.

unterschiedlichen Initialwerten ein mittleres Modellergebnis errechnet (*ensemble mean*). Die Analyse dieser einzelnen Modellberechnungen ergab jedoch, dass sich die jeweiligen Variablen am Ende des Untersuchungszeitraumes trotz verschiedener Initialbedingungen kaum voneinander unterscheiden. Aus diesem Grund wurde für die weiteren Modellberechnungen davon abgesehen, ein *ensemble mean* zu berechnen. Stattdessen erfolgte für jedes Szenario eine Modellberechnung mit den entsprechenden adaptierten Randbedingungen, dessen Ergebnisse am Ende der Simulation nach 47 Jahren als Initial-

bedingung für die eigentliche Modellberechnung des jeweiligen Szenarios dienten. Durch diese Vorgehensweise ist der Einfluss des *spin-up* Effektes auf ein Minimum reduziert und die Ergebnisse der statistischen Analysen spiegeln somit die endgültigen Auswirkungen der Änderungen der Umweltbedingungen für die jeweiligen Szenarien wider.

5.2.2 Modelladaptation an die Klimabedingungen der mittelalterlichen Warmzeit

Als Grundlage zur Simulation der mittelalterlichen Warmzeit (MCA) dienten ebenfalls die Antriebsdaten für das Szenario der MoWP. Für die Nährstoffbedingungen wurde von einer vorindustriellen Situation ausgegangen und demzufolge, wie bereits für das LIA Szenario, die Nährstoffeinträge der Flüsse laut Tab. 5 und die Einträge durch die Atmosphäre nach Schernewski & Neumann (2005) angepasst. Des Weiteren wurde die Änderung der solaren Einstrahlintensität für den Zeitraum der MCA aus Lean *et al.* (1995) ermittelt (*ca.* +0,1 %) und das Modell entsprechend angepasst. Für die meteorologischen Daten der MCA konnten keine aussagekräftigen Daten gefunden werden. Allerdings kann aufgrund historischer Beschreibungen (Eddy, 1977b) sowie durch Proxydaten (Eddy, 1977a; Kabel *et al.*, 2012; Mayewski *et al.*, 2004; Virtasalo *et al.*, 2011) von einer leicht erhöhten Lufttemperatur im Bereich des

Ostseeraumes ausgegangen werden. Für das Szenario der MCA wurden die Antriebsdaten dahingehend geändert und die Lufttemperatur um 1 K erhöht. Die übrigen meteorologischen Antriebsdaten wurden auf dem Niveau des MoWP Szenarios belassen.

5.3 Ergebnisse der paläoozeanographischen Szenarien

5.3.1 Das Szenario der Kleinen Eiszeit (LIA)

Im Folgenden werden die Ergebnisse der vergleichenden, statistischen Untersuchungen zwischen dem Szenario der Kleinen Eiszeit (LIA) und dem Referenzmodell der modernen Warmzeit (MoWP) dargestellt. Erwartungsgemäß sind die Änderungen der Temperatur der oberen Wasserschichten eng an die Änderung der Lufttemperatur gekoppelt, was sich in einer verhältnismäßig homogenen Verteilung dieser Änderungen widerspiegelt (Abb. 58). Die Differenzen der Wassertemperatur zwischen den Szenarien der LIA und der MoWP liegen zwischen -1 und -2 K für den größten Teil der Ostseeoberfläche. Nur in einzelnen Regionen weichen die Änderungen ab. So ist diese Differenz in den Regionen Bottenwiek, Kattegat, Skagerrak sowie im Finnischen Meerbusen an der Newa Mündung geringer (von 0 bis -1 K) als im gesamten restlichen Teil der Ostseeoberfläche. In einigen ufernahen Bereichen (z. B. Greifswalder Bodden, Kurische Nehrung, Teile des Rigaischen Meerbusens) hingegen sind die Temperaturen während des LIA Szenarios um mehr als 3 K geringer als im MoWP Szenario. Die Verringerung der Lufttemperaturen bewirkt auch eine Veränderung in der Eisbedeckung. Im LIA Szenario kann sowohl ein Anstieg in der Eisdicke als auch in der Eisausbreitung festgestellt werden (Abb. 59). Im Transsekt sind die höchsten Temperaturdifferenzen von etwa -1,5 K im Bereich der thermohalinen Durchmischungszone (s. a. Matthäus, 1995) von 0 bis ca. 80 m zu finden (Abb. 60). Die unterhalb dieser Schicht befindlichen Wassermassen sind zwar ebenfalls von der Temperaturänderung betroffen, jedoch in einem wesentlich geringeren Ausmaß von durchschnittlich -0,5 K.

Die Salinität ist in den meisten Regionen des Oberflächenwassers des LIA Szenarios um etwa 1 höher als im Szenario der MoWP. In der Bottenwiek und der Bottensee liegt der Unterschied jedoch nur im Bereich von etwa 0 bis 0,5. Auch im Kattegat ist der Unterschied geringer. Hier existiert sogar ein Gebiet, in welchem die Salinität des LIA Szenarios um bis zu 0,5 geringer ausfällt als im MoWP Szenario. Diese Anomalie hängt vermutlich mit der starken Strömungsänderung in diesem Gebiet zusammen, was ebenfalls in Abb. 58 ersichtlich ist.

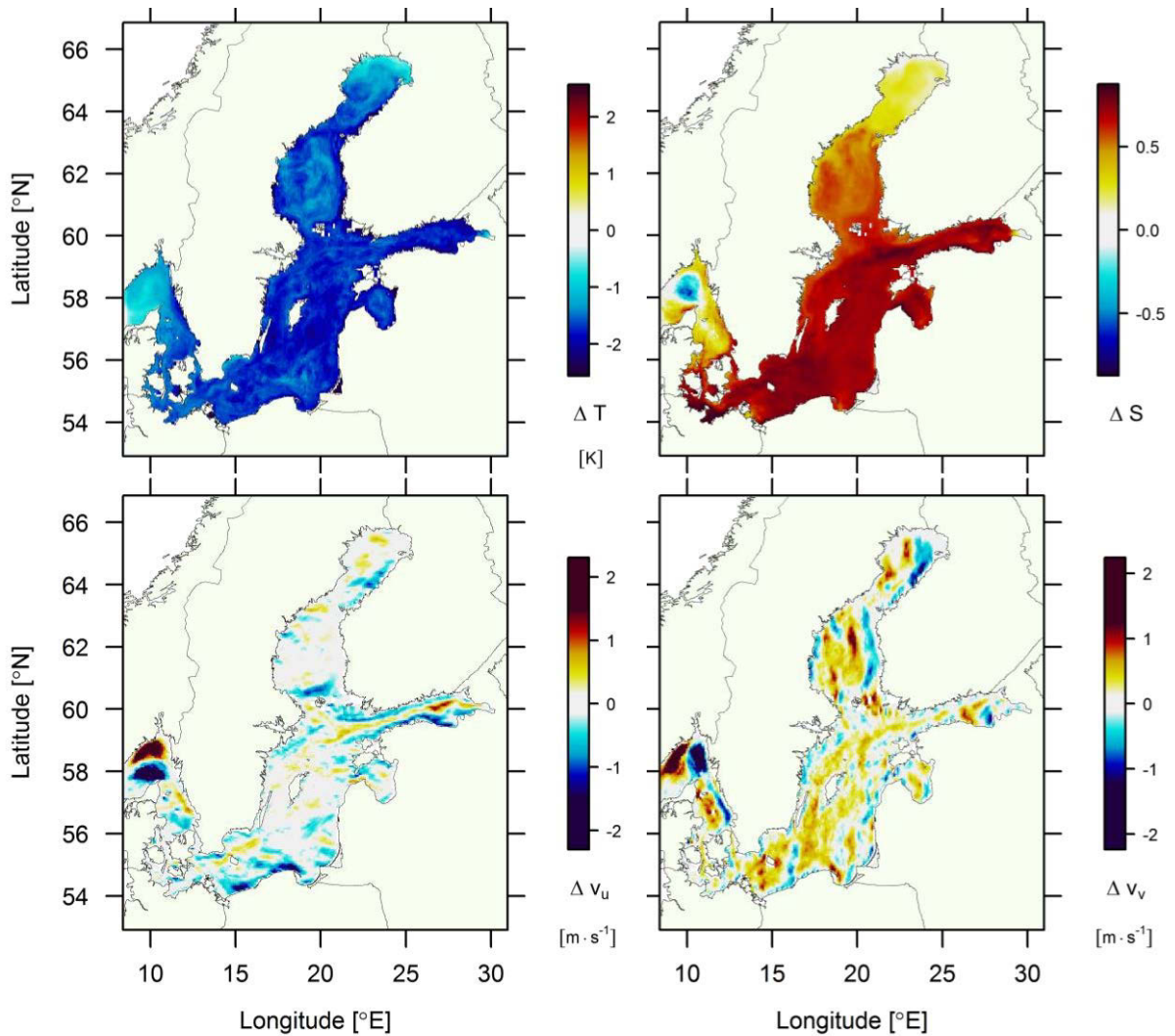


Abb. 58: Differenzen in den Medianen der modellierten Temperatur, Salinität und Strömungsgeschwindigkeit (u, v) zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP) der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee.

Die Betrachtung der Unterschiede in der Salinität zwischen den hier verglichenen Szenarien im Hinblick auf die Tiefenstrukturierung entlang des Transsektes zeigt eine erhebliche Zunahme des Salzgehaltes in den untersten Tiefenschichten im Bereich der Dänischen Sunde und der Beltsee. Dies deutet auf eine Intensivierung und/oder eine Häufung von Einstromereignissen salzreicher Wassermassen aus der Nordsee und in die Ostsee im Zeitraum der LIA hin. Darüber hinaus hat es weitreichende Konsequenzen

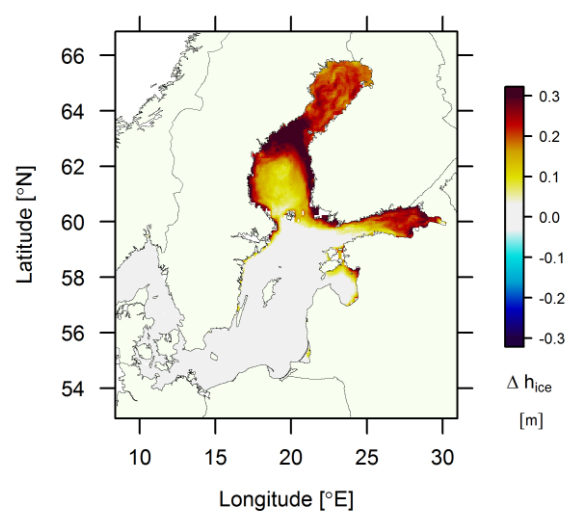


Abb. 59: Differenzen in der modellierten Eisdicke im Frühjahr zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP).

für den Sauerstoffgehalt in den vom Einstrom beeinflussten Becken, da die Wassermassen aus der Ostsee außer Salz auch Sauerstoff mit sich führen und dieser Einstrom somit zur Oxygenierung der von Stagnation betroffenen Wassermassen in den tiefen Zonen der Ostsee beiträgt.

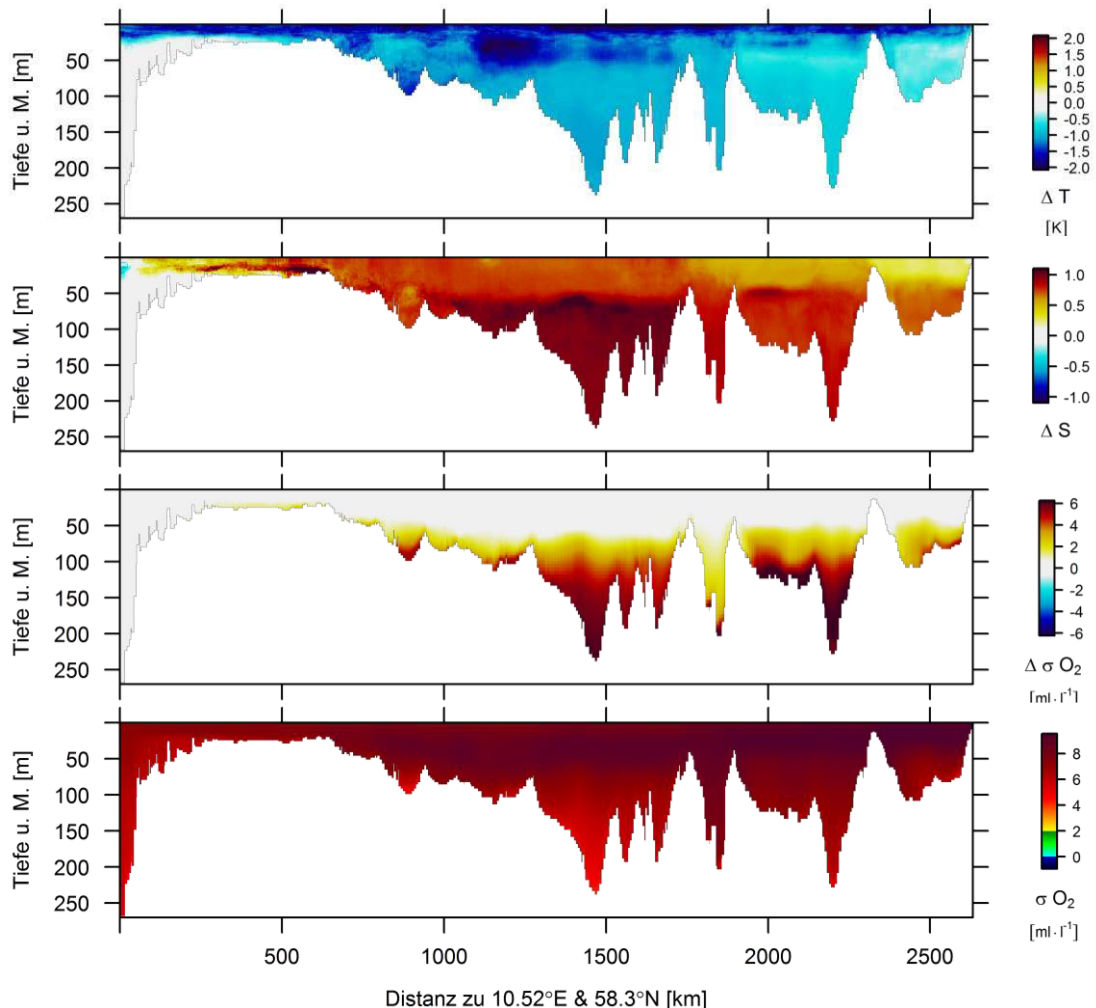


Abb. 60: Differenzen in den Medianen der modellierten Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP) entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee. Die unterste Abbildung stellt die medianen modellierten Sauerstoffkonzentrationen des LIA Szenarios dar.

Die Unterschiede im Sauerstoffgehalt sind in Abb. 60 dargestellt. Dabei lässt sich erkennen, dass, obwohl im gesamten Transsekt die Sauerstoffkonzentrationen erhöht sind, es eine deutliche Auftrennung in zwei Bereiche gibt. Der Bereich oberhalb der thermohalinen Grenzschicht erfährt nur in einem geringen Maße eine Erhöhung der Sauerstoffkonzentration um etwa 0 bis 1 $\text{ml} \cdot \text{l}^{-1}$. In den tiefen und bodennahen Schichten können Zunahmen von teils über 6 $\text{ml} \cdot \text{l}^{-1}$ verzeichnet werden. Außerdem lassen die Ergebnisse der Simulation des LIA Szenarios darauf schließen, dass der Sauerstoffgehalt in der gesamten Ostsee zu dieser Zeit meistens oberhalb des hypoxischen Grenzwertes von 2 $\text{ml} \cdot \text{l}^{-1}$ lag (Abb. 60 & 61).

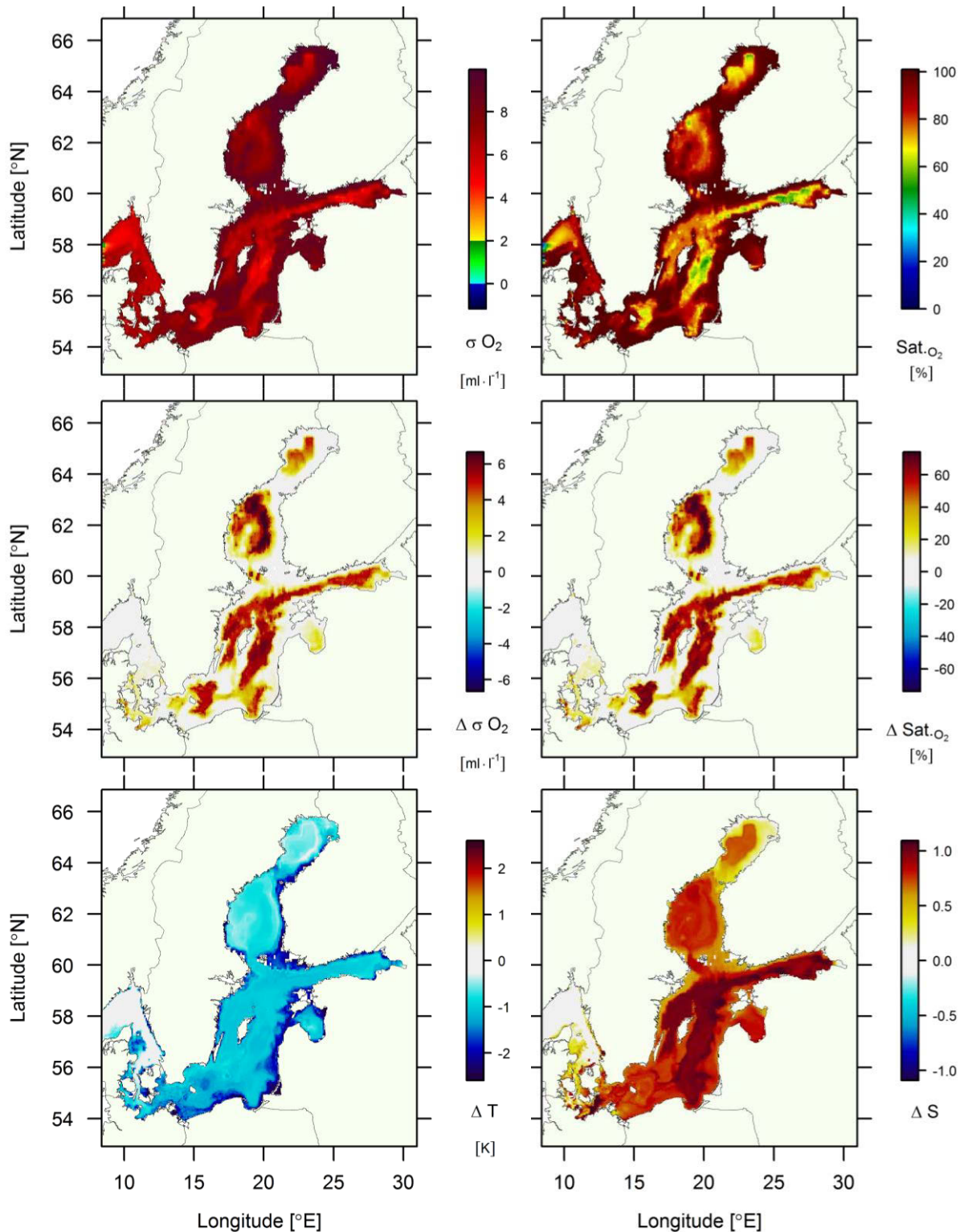


Abb. 61: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentrationen (links) und -sättigungen (rechts) für das LIA Szenario (oben). Differenzen in der medianen modellierten Sauerstoffkonzentration und -sättigung (Mitte) sowie der Temperatur und der Salinität (unten) zwischen den Szenarien LIA und MoWP.

Die Tiefenprofile für die Wassertemperatur, die Salinität sowie die Sauerstoffkonzentration an den drei Stationen sind für das LIA Szenario in Abb. 62 dargestellt. Wie bereits in den vorherigen Abschnitten gezeigt, verschieben sich die medianen Temperaturen und Salinitäten im Vergleich zum MoWP Szenario. Die Streubreite der Daten für die einzelnen Tiefenschichten

ändert sich im Vergleich der Szenarien (LIA & MoWP) nahezu nicht (vgl. Abb. 62 & 17). Die Sauerstoffkonzentrationen der Flachwasserstation TF0113 und der Station am Gotlandtief (TF0271) sinken während des Untersuchungszeitraumes für das LIA Szenario nicht unterhalb des hypoxischen Grenzwertes von $2 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$. Nur in der Station TF0213 treten Werte kleiner als $2 \text{ ml} \cdot \text{l}^{-1}$ auf. Aber auch hier wird zu keinem Zeitpunkt ein anoxischer Zustand erreicht.

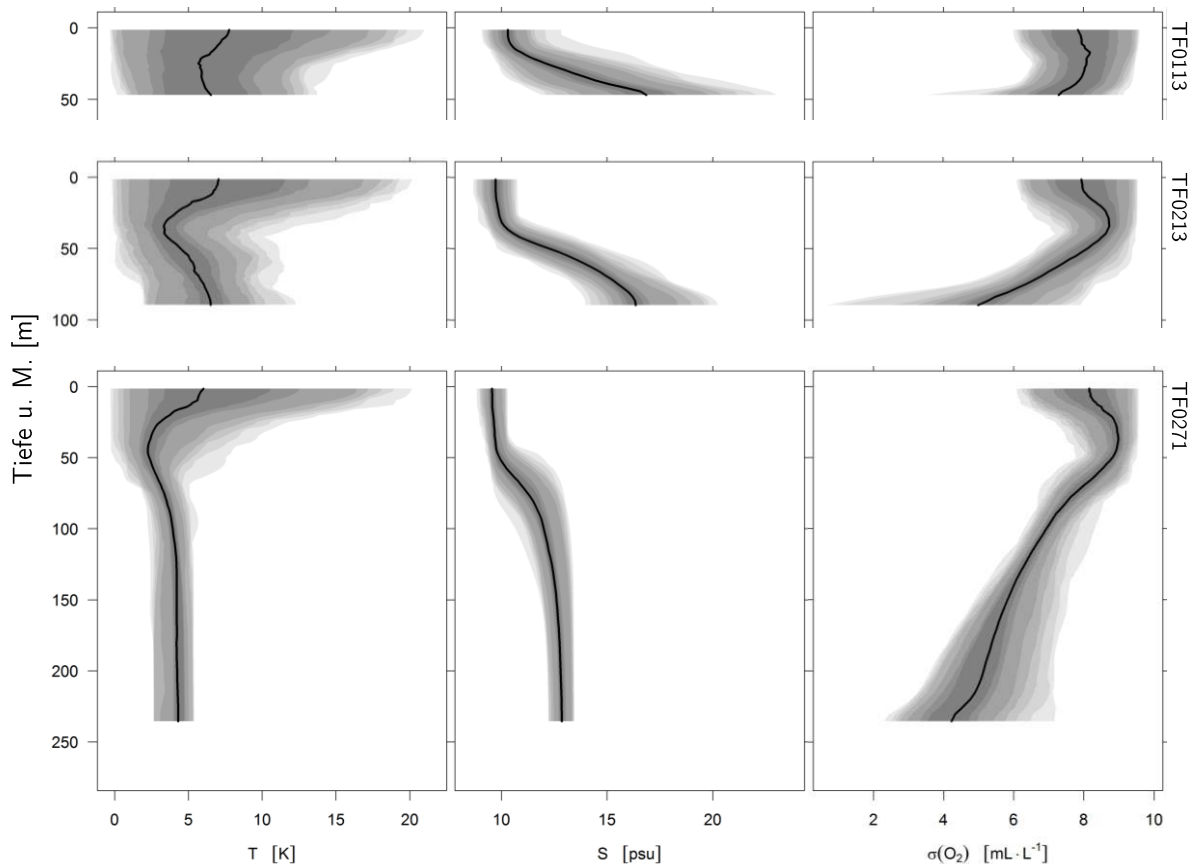


Abb. 62: Tiefenprofile der modellierten Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration des LIA Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

Die Strömungsgeschwindigkeiten haben sich an den Stationen (Abb. 63) fast nicht verändert. Sowohl die Lage als auch die Streuung der Strömungsdaten sind denen des MoWP Szenarios (Abb. 18) sehr ähnlich. Die Unterschiede sind marginal und nur bei genauerer vergleichender Betrachtung der Ergebnisse für die beiden Szenarien zu erkennen. So ist insbesondere die Streuung der Daten für das LIA Szenario etwas höher als für das MoWP Szenario, was eine Häufung von stärkeren Strömungen und Turbulenzen und damit einhergehend eine Erhöhung der Ventilation der jeweiligen Wasserschichten bedeutet. Die an das LIA Szenario angepassten Antriebskräfte führen zu einer Reduktion der Wassertemperatur sowie zu einer Erhöhung der Salinität und der Sauerstoffkonzentration für nahezu alle Bereiche der Ostsee.

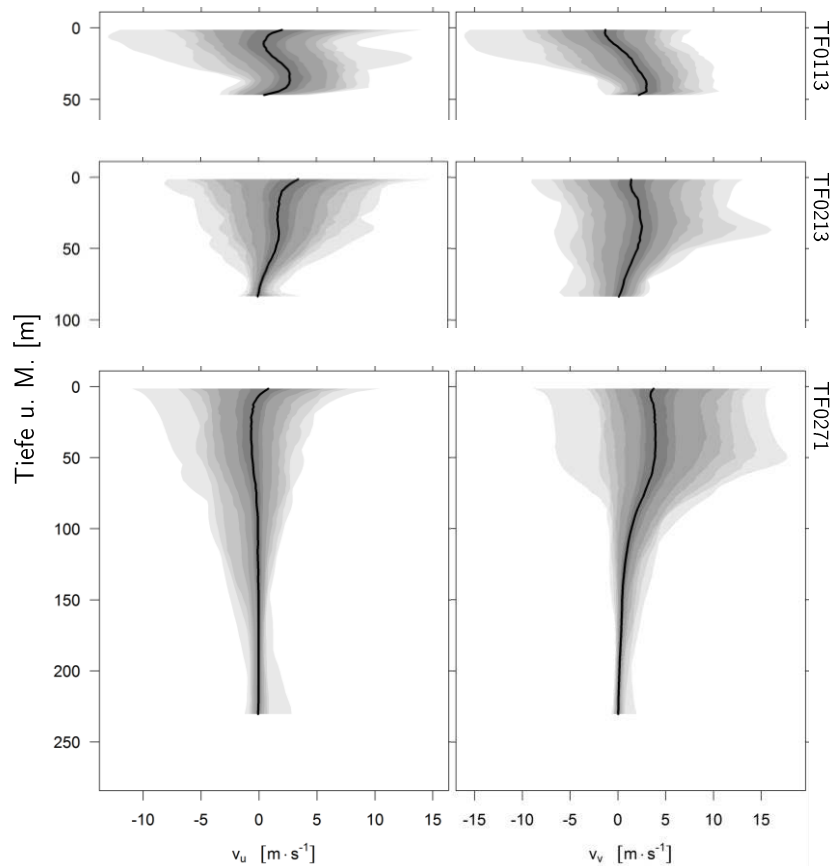


Abb. 63: Tiefenprofile der modellierten Strömungsgeschwindigkeiten in latitudinaler (v_u) und longitudinaler (v_v) Richtung des LIA Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

Es ist davon auszugehen, dass insbesondere die Stratifikation der Ostsee und demzufolge auch die vertikale Durchmischung durch die geänderten Antriebsdaten beeinflusst wird, was zu den beobachteten Veränderungen in den chemisch-physikalischen Variablen führt (Matthäus & Schinke, 1999). Dies bedeutet dann auch, dass die tiefen Wasserschichten stärker bzw. häufiger durch oberflächennahes, sauerstoffreiches Wasser *quasi* belüftet werden und dies dementsprechend zu einer Erhöhung der Sauerstoffkonzentrationen in den tiefen Bereichen der Ostsee führt (Meier *et al.*, 2006). Die Erhöhung der Sauerstoffkonzentrationen, insbesondere in den tiefen Wasserschichten der Ostsee, wird durch die geringeren Nährstoffeinträge zusätzlich verstärkt. Die Verringerung der Nährstoffeinträge bedingt auch eine Verringerung der Mediane (Abb. 64, 65 & 66) sowie der Variabilität (Abb. 68) der Nährstoffkonzentrationen in der gesamten Ostsee. Diese geringeren Konzentrationen an Stickstoff und Phosphat wirken sich ebenfalls auf die Abundanzen der Primärproduzenten sowie der Konsumenten (Abb. 67) und deren Variabilität (Abb. 69 & 70) aus. Dies führt im Endeffekt zu einer Absenkung des Detritusgehalts (Abb. 67) und damit zu einer Reduktion der biogeochemischen Sauerstoffzehrung in den bodennahen Wasserschichten durch Zersetzungsprozesse.

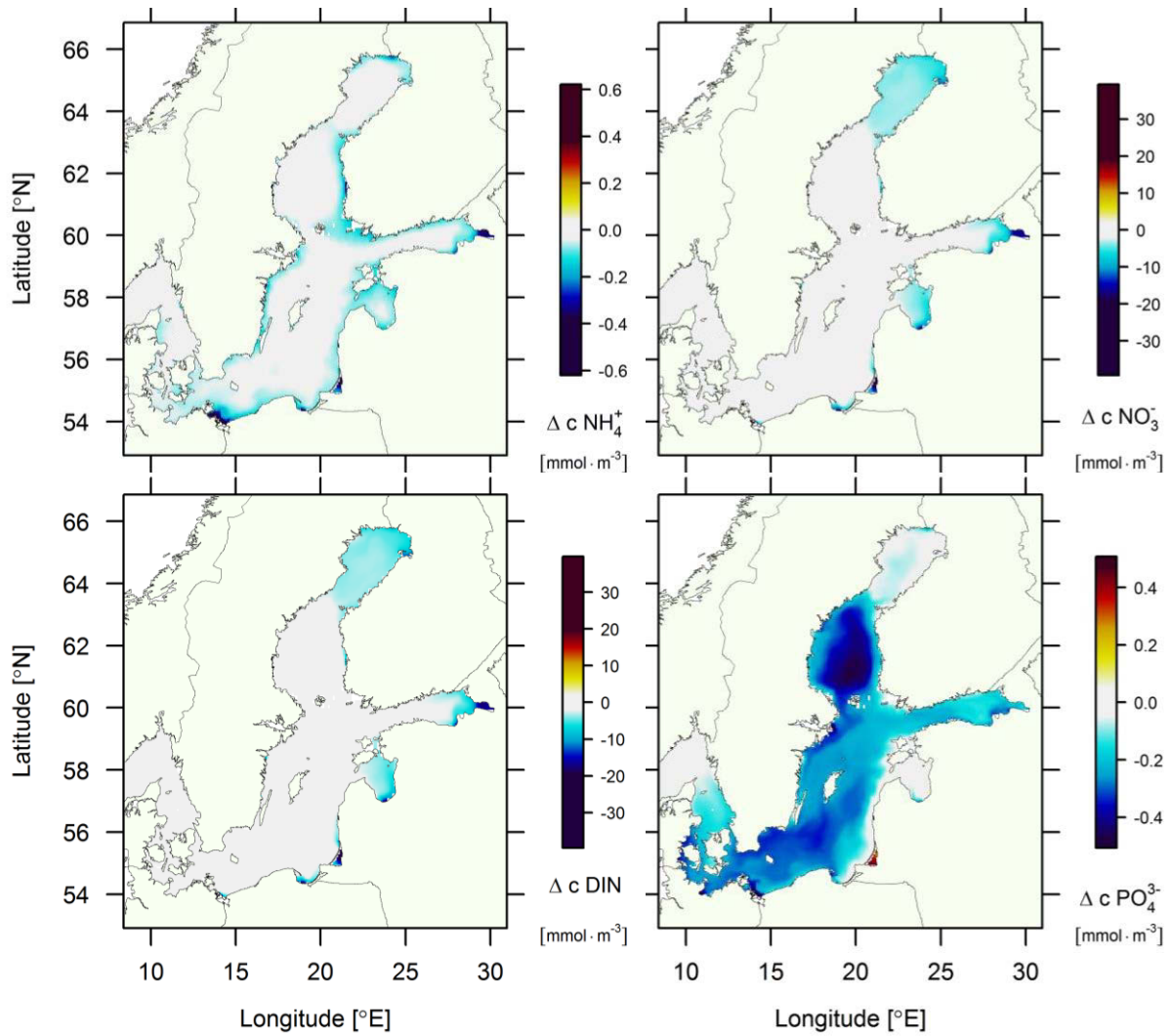


Abb. 64: Differenzen der medianen modellierten Nährstoffkonzentrationen (Ammonium, Nitrat, DIN & Phosphat) in der oberen 0–10 m Wasserschicht der Ostsee zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP).

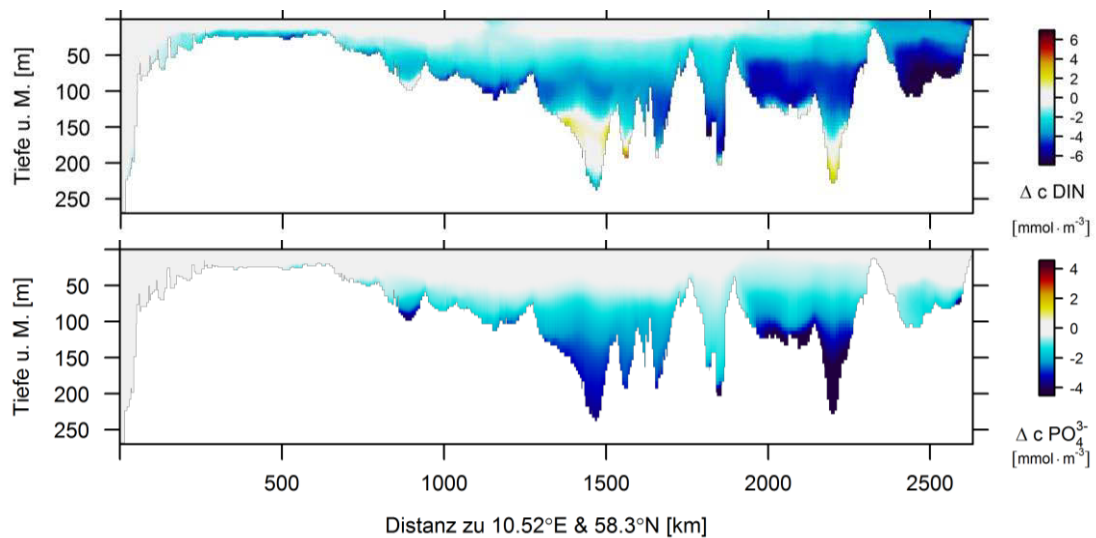


Abb. 65: Differenzen in den Medianen der modellierten Konzentrationen von Ammonium, Nitrat, DIN und Phosphat zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP) entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee.

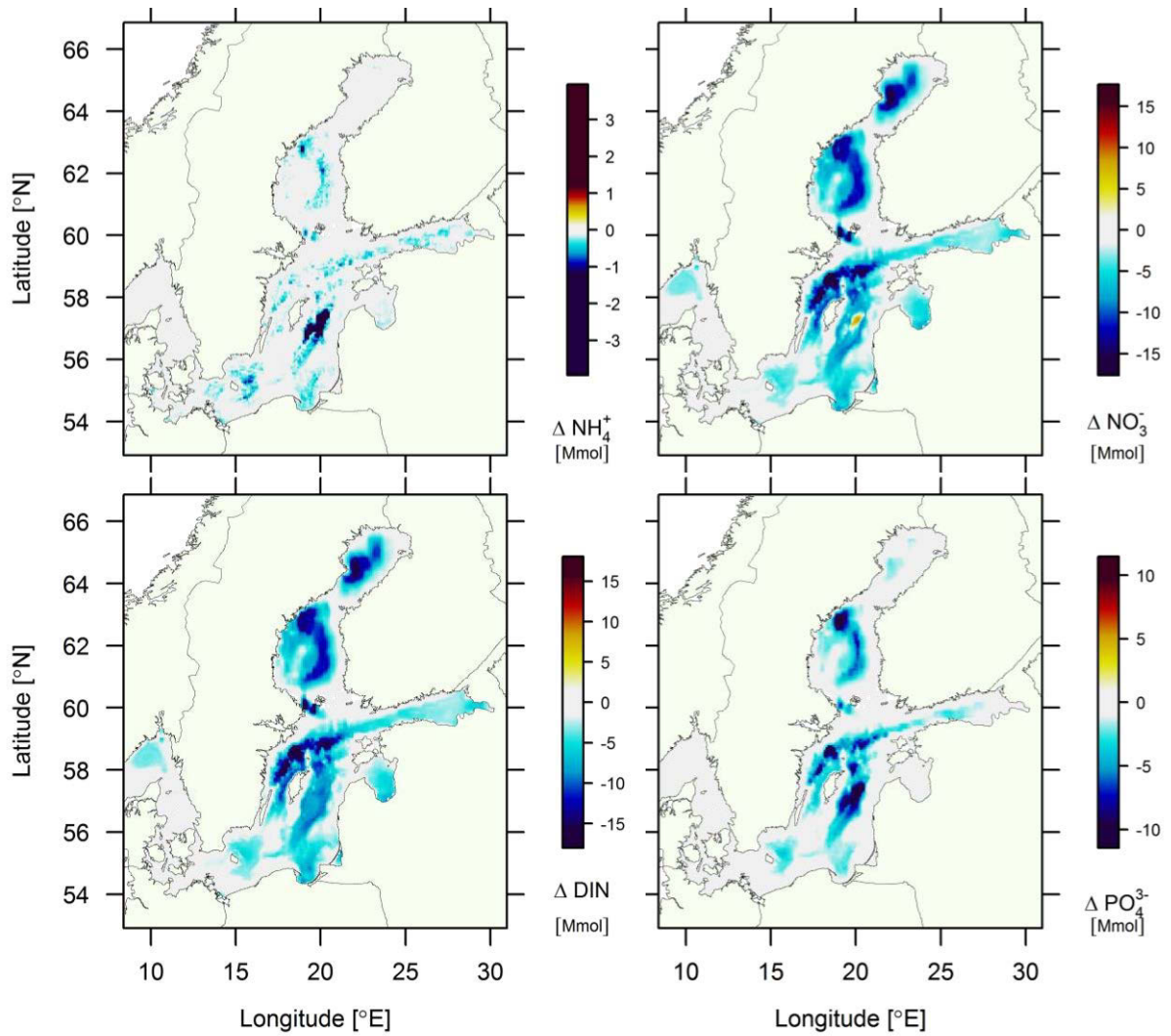


Abb. 66: Differenzen der modellierten, über die Wassersäule integrierten medianen Nährstoffgehalte (Ammonium, Nitrat, DIN & Phosphat) der Ostsee zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP).

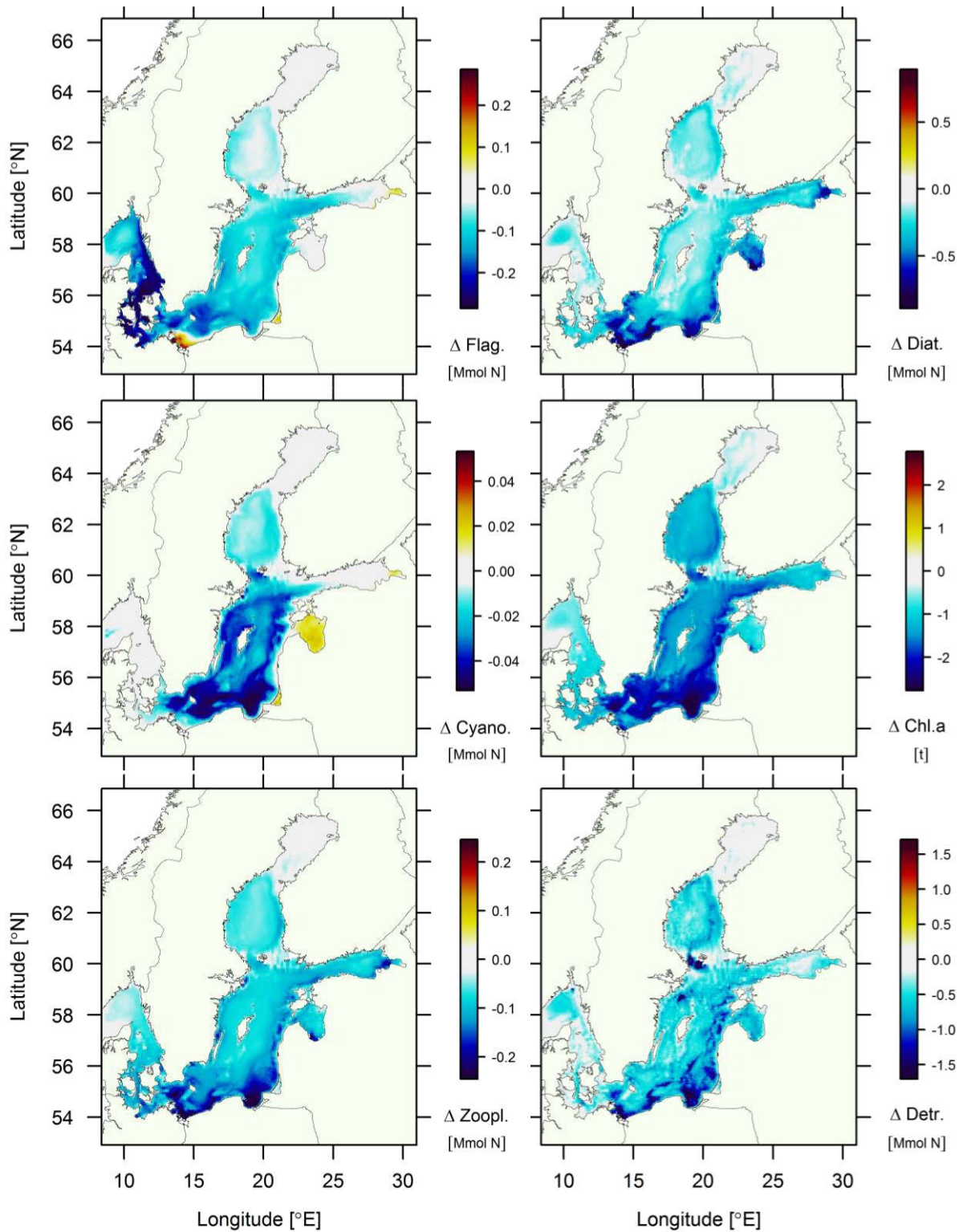


Abb. 67: Differenzen der modellierten, über die Wassersäule integrierten medianen Vorkommen an Primärproduzenten (Flagellaten, Diatomeen, Cyanobakterien) und Konsumenten (Zooplankton) in Stickstoffeinheiten sowie der Chlorophyll *a*-Gehalte der Ostsee zwischen den Szenarien der Kleinen Eiszeit (LIA) und der Modernen Warmzeit (MoWP).

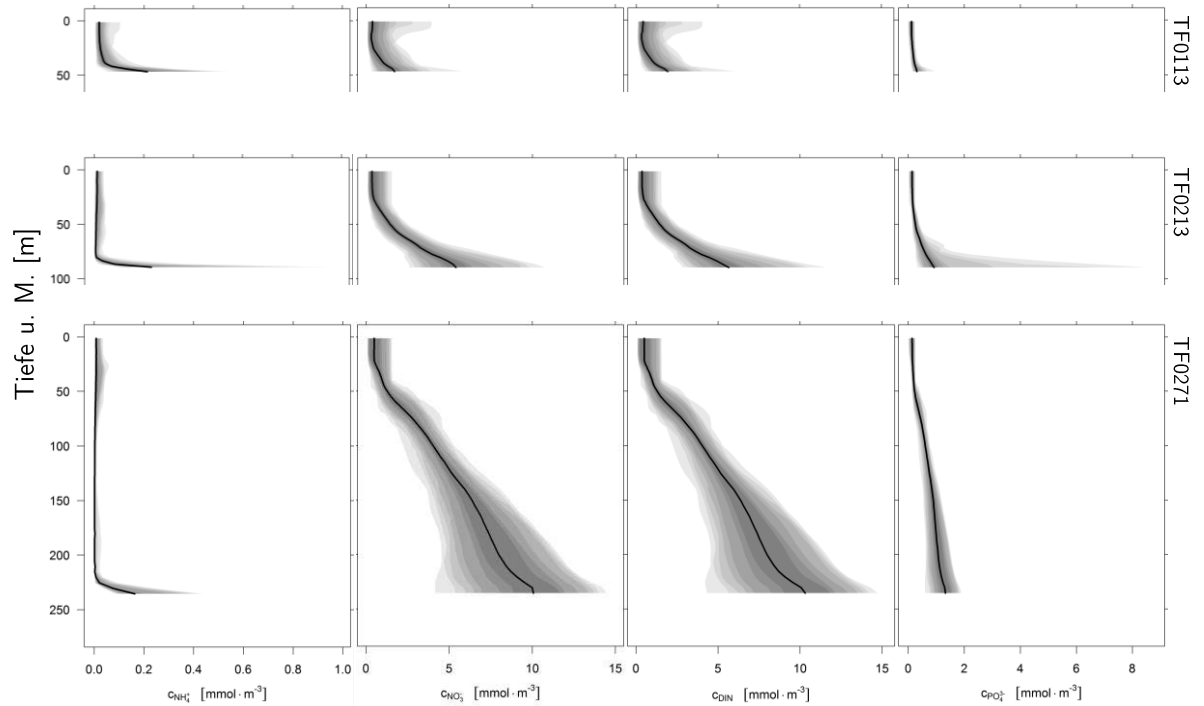


Abb. 68: Tiefenprofile der modellierten Nährstoffkonzentrationen über den Untersuchungszeitraum der drei gewählten Stationen für das LIA Szenario. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

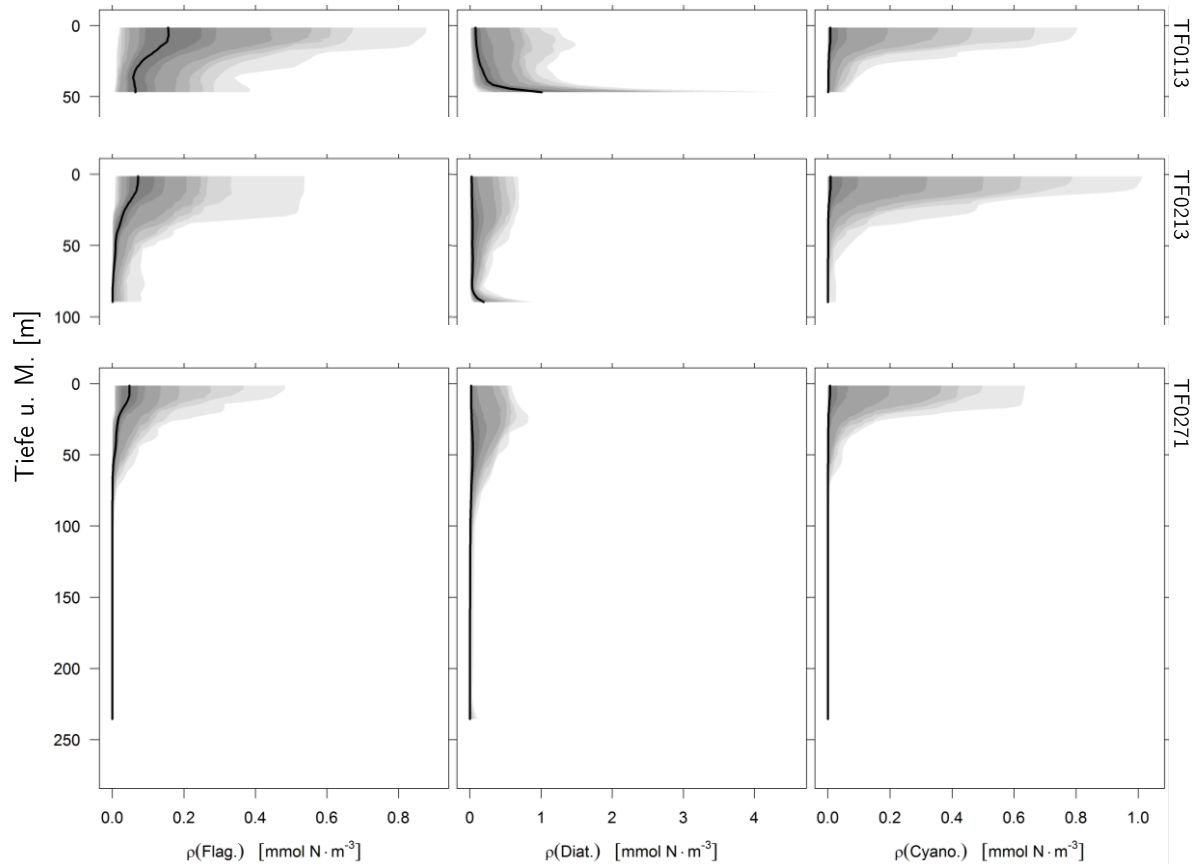


Abb. 69: Tiefenprofile der modellierten Primärproduzenten über den Untersuchungszeitraum der drei gewählten Stationen für das LIA Szenario. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

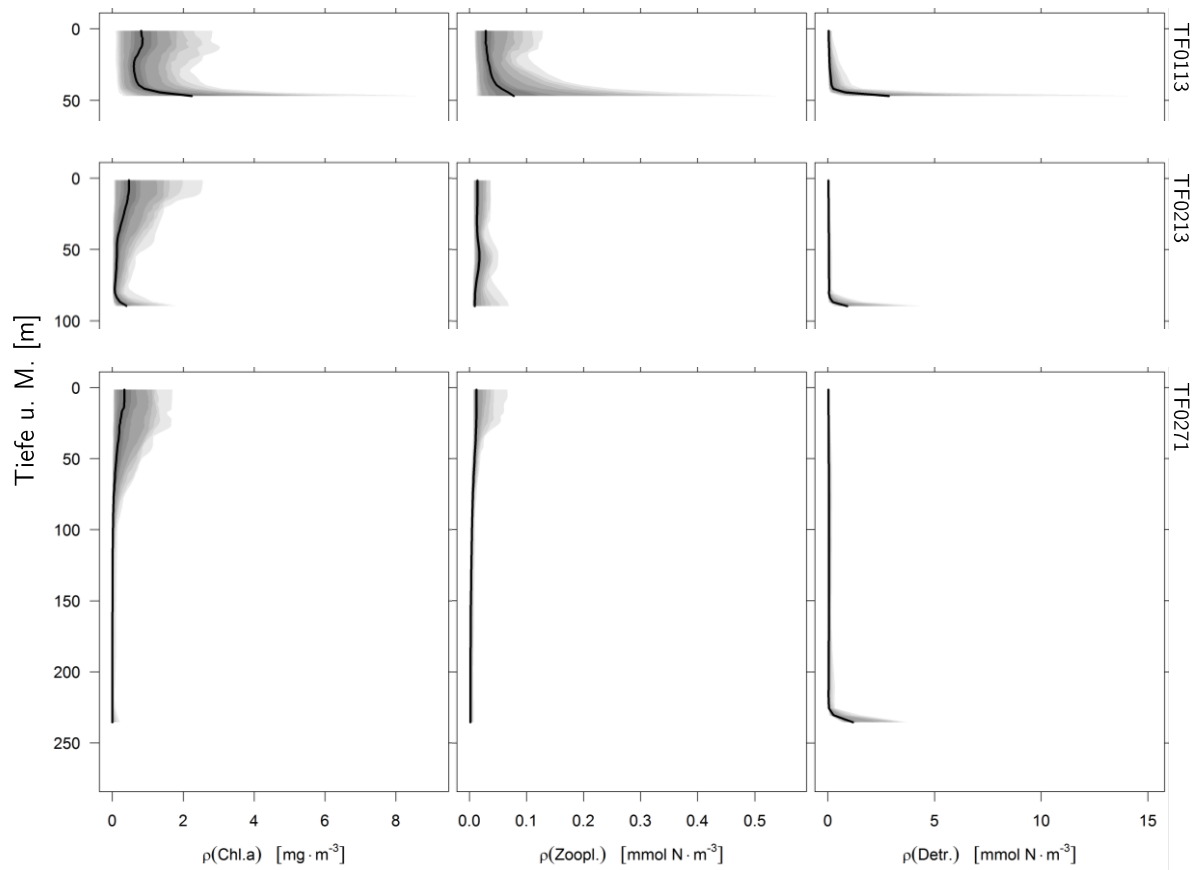


Abb. 70: Tiefenprofile der modellierten Chlorophyll a -, Zooplankton- und Detrituskonzentrationen über den Untersuchungszeitraum der drei gewählten Stationen für das LIA Szenario. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

Die ökologisch und ökonomisch ebenfalls bedeutenden Variablen der Eisbedeckung und Eismächtigkeit zeigen im Vergleich mit dem MoWP Szenario signifikante Unterschiede.

Gemeinsam ist in beiden Szenarien die jahreszeitliche Maximalausbreitung der Eisdecke, welche jeweils im Februar auftritt. Eine Fläche ist in dieser Arbeit als mit Eis bedeckt definiert, wenn das jeweilige Monatsmittel der Eisdicke größer oder gleich 0,5 cm ist. Die daraus resultierenden maximalen Eisausbreitungsflächen (Abb. 71) betragen 96160,6 km² für das MoWP Szenario und 116693,1 km² für das LIA Szenario. Während der maximalen Eisausbreitung im LIA Szenario war demzufolge eine Fläche von 20532,5 km² zusätzlich mit Eis

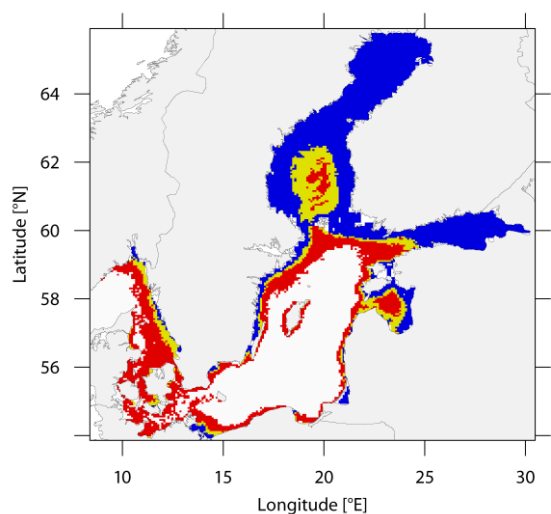


Abb. 71: Maximale modellierte Ausbreitung der Eisdecke für die Szenarien der MoWP (gelb), LIA (rot) und MCA (blau).

bedeckt, was ungefähr einem Zwanzigstel der Ostseeoberfläche entspricht. Insbesondere waren davon die Bottensee, der Golf von Riga und die dänischen Sunde betroffen.

5.3.2 Das Szenario der Mittelalterlichen Warmzeit (MCA)

Wie bereits für das LIA Szenario gezeigt, korreliert die Änderung der Wassertemperatur auch im MCA Szenario mit der Modifikation der Lufttemperatur, wobei sich die Unterschiede auch in diesem Fall in der Größenordnung der Lufttemperaturmodifikation von *ca.* +1 K befinden (Abb. 72 & 73). Die Salinität hingegen ist in den meisten Bereichen der Ostsee des MCA Szenarios geringer als im MoWP Szenario (Abb. 72, 73 & 74). Die einzigen Ausnahmen bilden dabei die dänischen Sunde, die Südseite des Finnischen Meerbusens und der nördliche Bereich der Bottenwiek. Für die dänischen Sunde scheinen geänderte Einstrombedingungen aus dem Kattegat für die Salinitätserrhöhung verantwortlich zu sein, was durch die Abb. 73 und 74

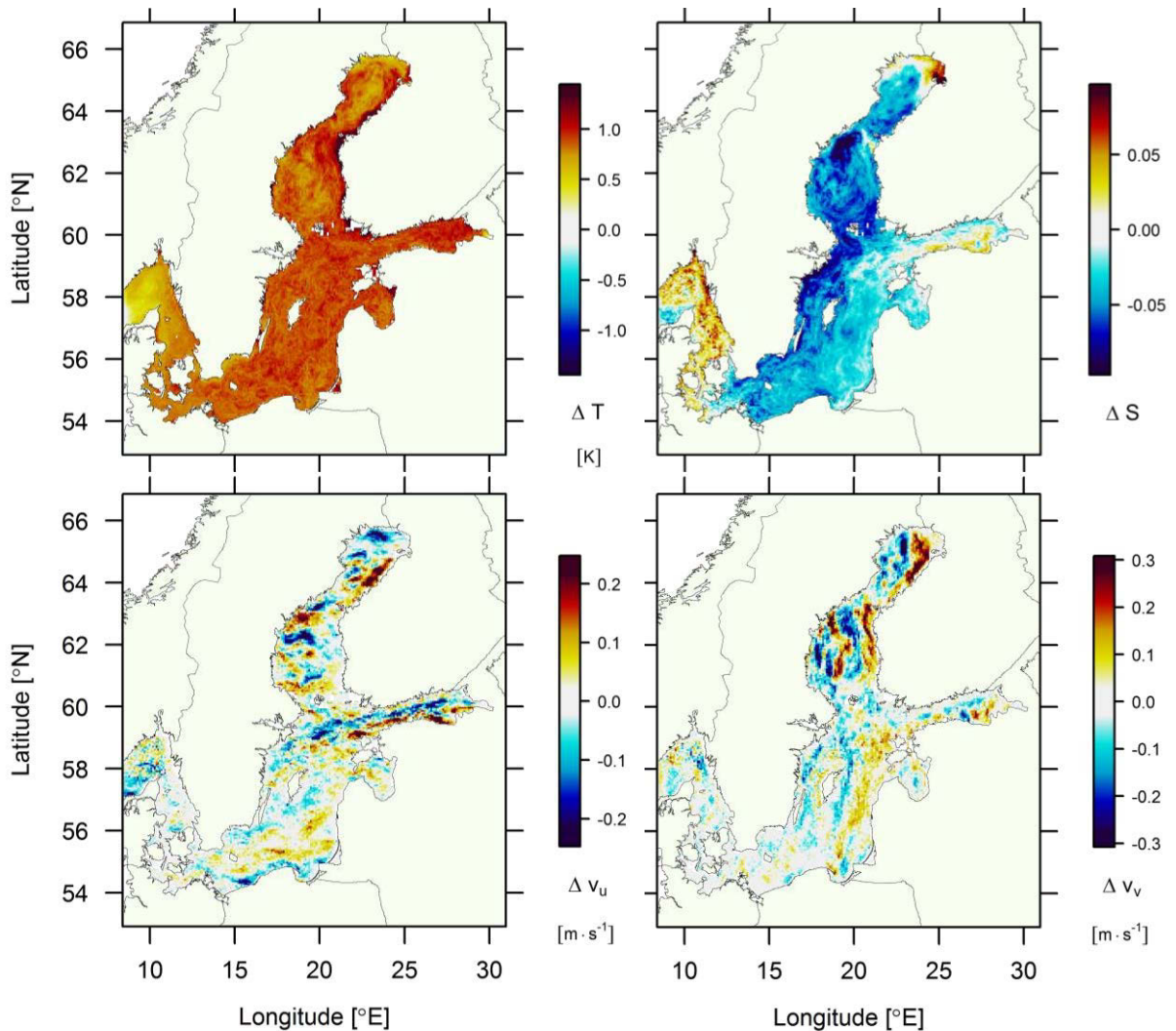


Abb. 72: Differenzen in den modellierten Medianwerten von Temperatur, Salinität und Strömungsgeschwindigkeit (v_u , v_v) zwischen den Szenarien MCA und MoWP der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee.

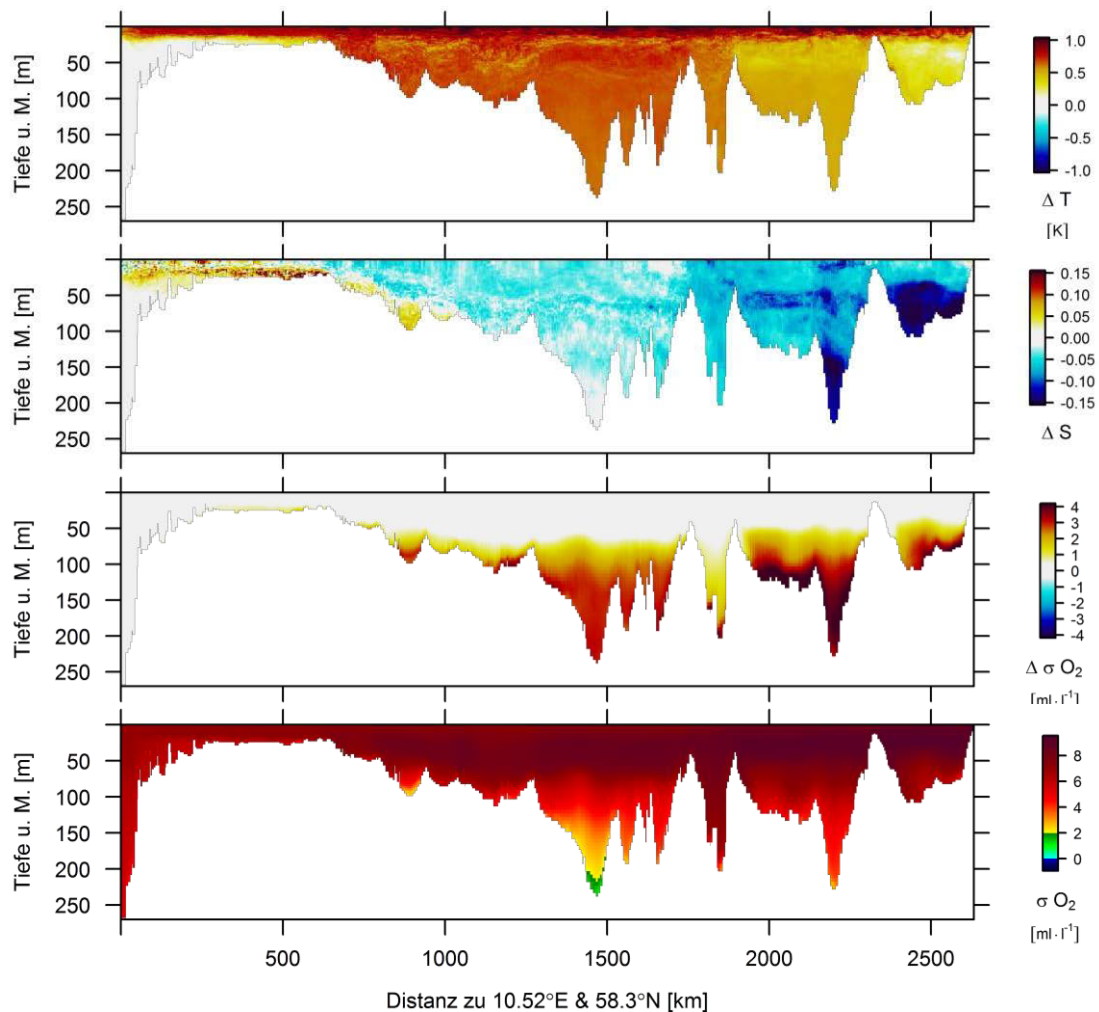


Abb. 73: Differenzen der modellierten, medianen Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration zwischen den Szenarien MCA und MoWP entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee. Die unterste Abbildung stellt die medianen Sauerstoffkonzentrationen des MCA Szenarios dar.

verdeutlicht wird. Als weitere Folge der Modifikationen in den Antriebsdaten für das MCA Szenario sind die geänderten Sauerstoffbedingungen in den tieferen Wasserschichten der Ostsee besonders zu betrachten. Denn trotz der erhöhten Wassertemperatur und der damit einhergehenden verringerten Löslichkeit des Wassers kann eine signifikante Zunahme der Sauerstoffkonzentration in diesen Bereichen beobachtet werden (Abb. 73 & 74). So lassen sich für den Untersuchungszeitraum bei Betrachtung der medianen Sauerstoffkonzentrationen keine anoxischen Bereiche in der bodennahen Wasserschicht und nur in einigen Gebieten wie dem Gotland- und Arkonabecken hypoxische Regionen finden (Abb. 74). Dies wird auch in Abb. 75 verdeutlicht, welche die Streuung der Sauerstoffdaten für die Stationen zeigt. Nur in den Daten der Station TF0271 können anoxische Bedingungen in Bodennähe ermittelt werden und dies auch nur in weniger als 25 % der entsprechenden Modelldaten.

Sauerstoffzehrungsprozesse können also während des MCA Szenarios ausreichend durch externe Sauerstoffzuflüsse kompensiert werden. Die wohl wichtigste Ursache für die erhöhten Sauerstoffkonzentrationen in den tiefen Wasserschichten der Ostsee während des MCA Szenarios im Vergleich zum Referenzszenario (MoWP) besteht zweifelsohne in der niedrigeren Sauerstoffzehrung aufgrund verringerter Nährstoffkonzentrationen (Abb. 76, 77, 78 & 80). Die geringe Nährstoffverfügbarkeit hemmt die Primärproduktion und in Folge dessen auch die von ihr abhängigen trophischen Ebenen (Abb. 79 & 81). Dies führt zu einer Abnahme des Detritus (Abb. 79 & 82) und schlussendlich zu einem verringerten Sauerstoffverbrauch.

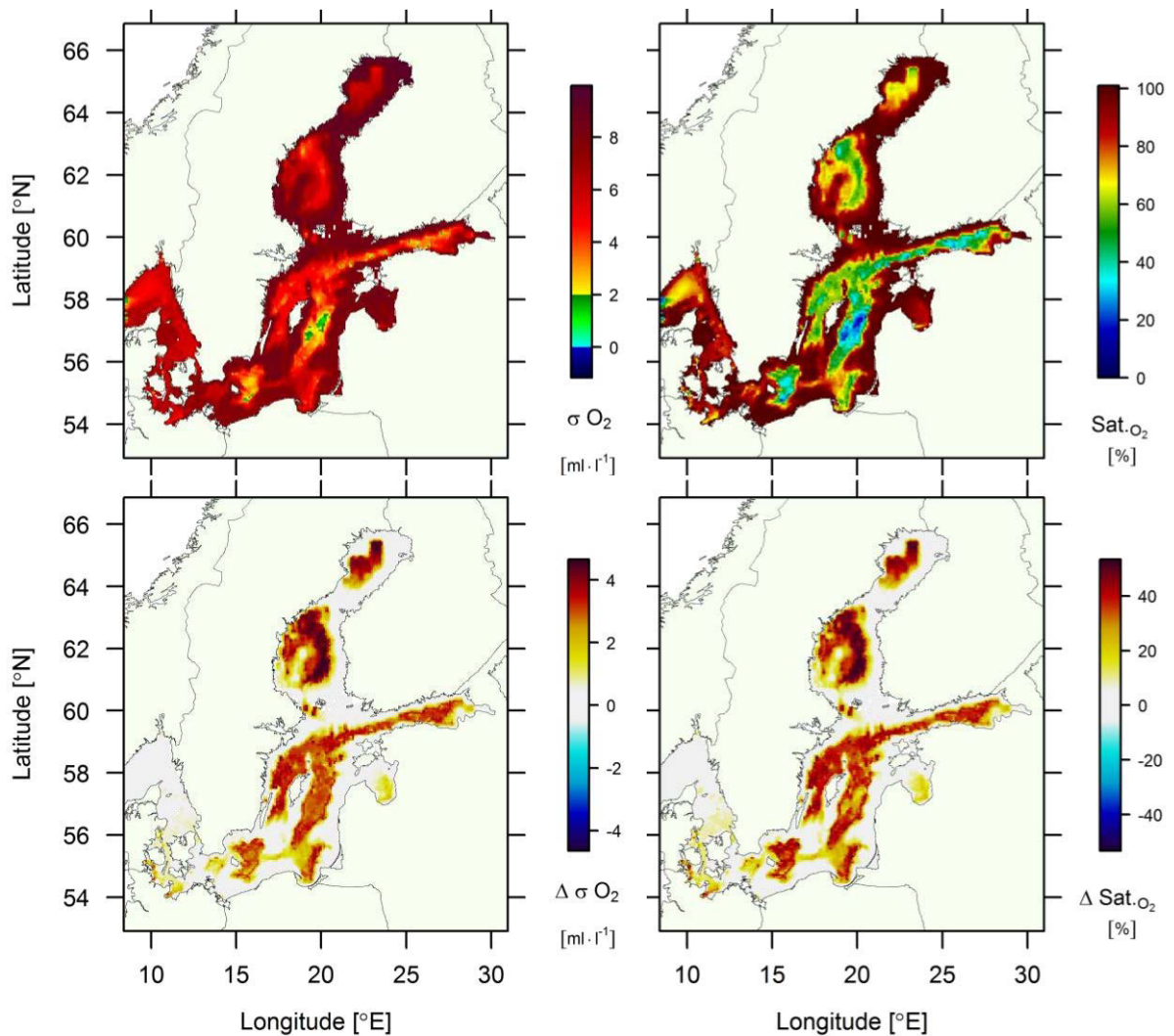


Abb. 74: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentration (links) und -sättigung (rechts) in der bodennahen Wasserschicht für das MCA Szenario (oben). Differenzen in den Medianen der modellierten Sauerstoffkonzentration und -sättigung in der bodennahen Wasserschicht zwischen den Szenarien MCA und MoWP (unten).

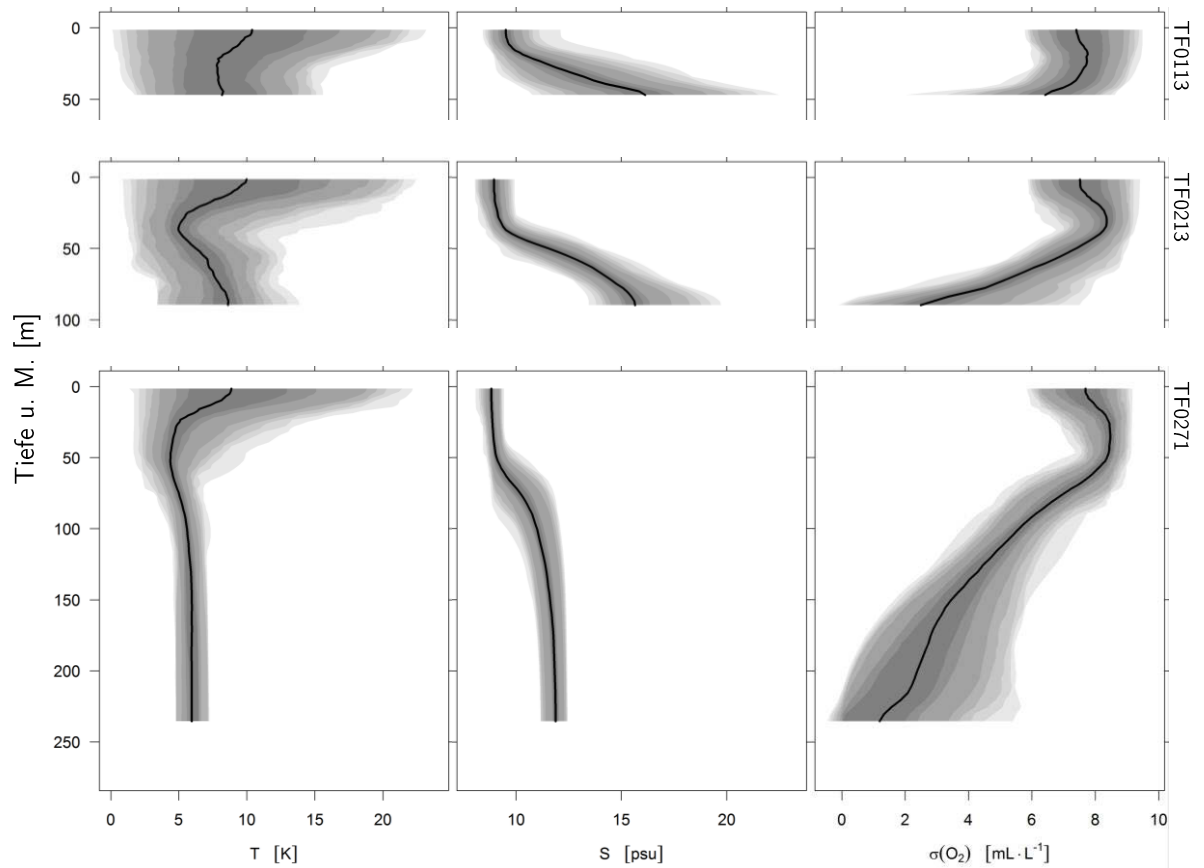


Abb. 75: Tiefenprofile der modellierten Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration des MCA Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

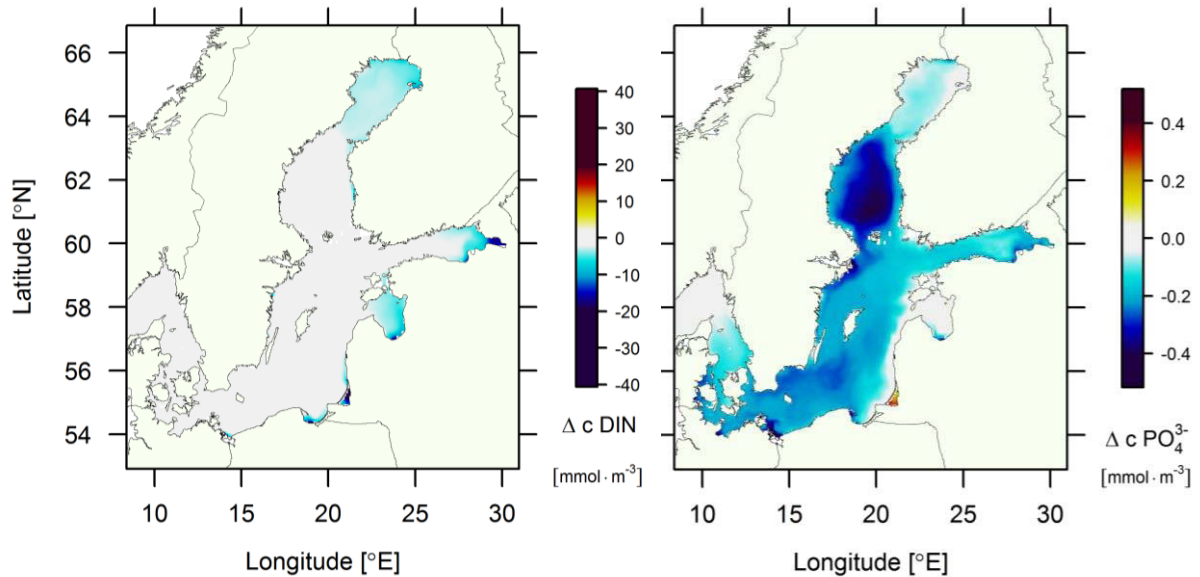


Abb. 76: Differenzen in den Medianen der modellierten Nährstoffkonzentrationen (DIN & Phosphat) in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee zwischen den Szenarien MCA und MoWP.

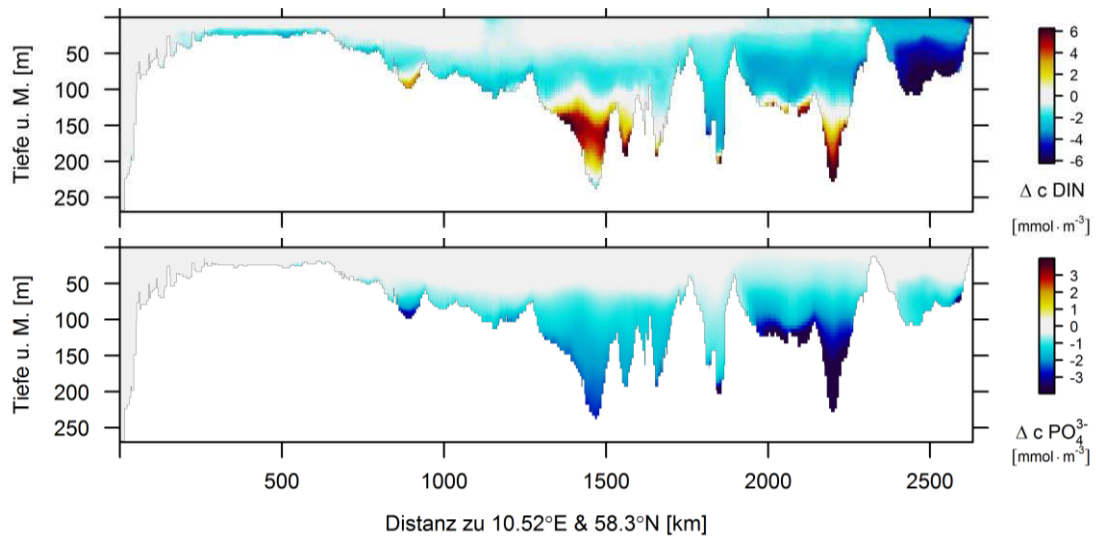


Abb. 77: Differenzen in den Medianen der modellierten Konzentrationen von DIN und Phosphat zwischen den Szenarien MCA und MoWP entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee.

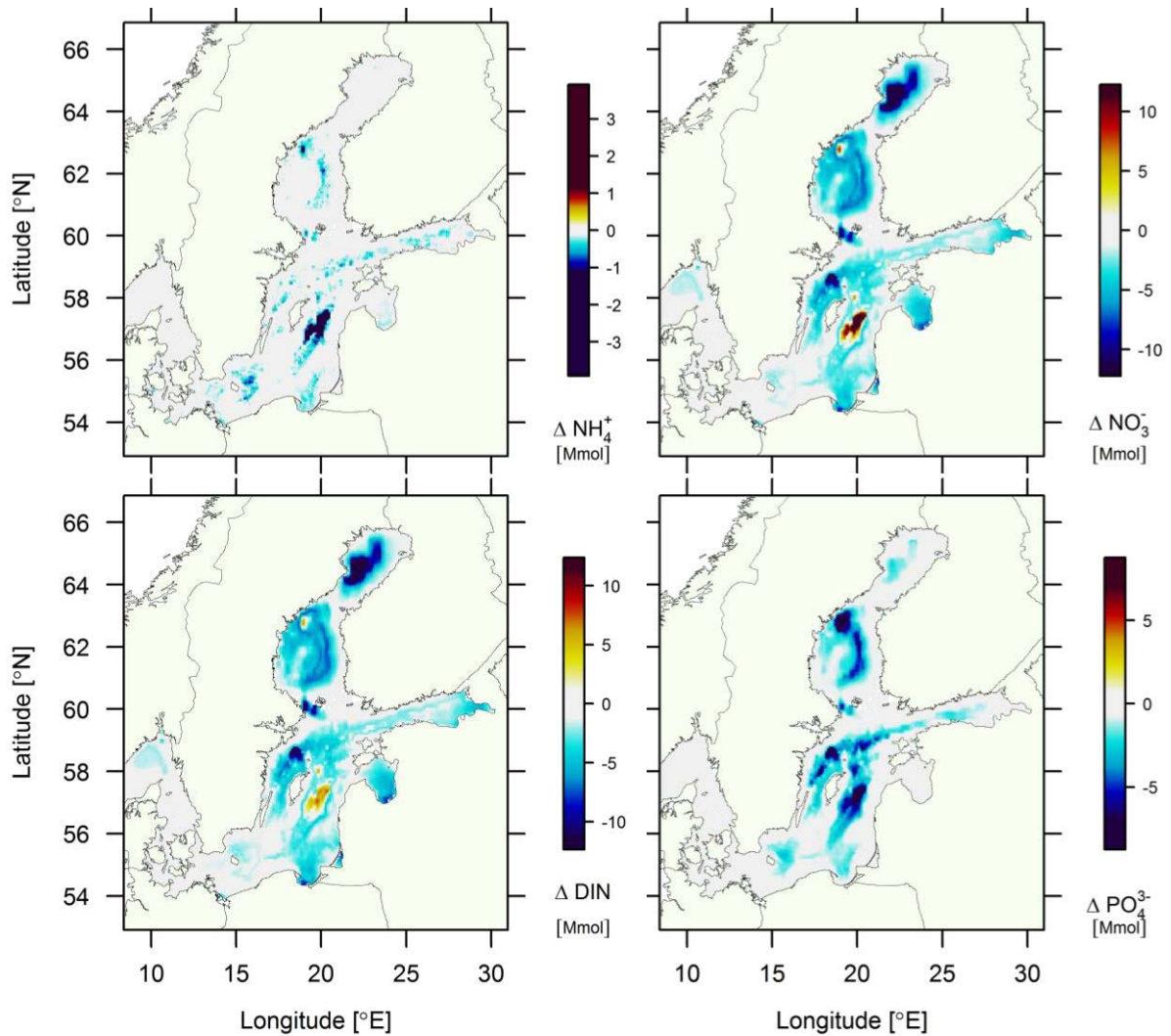


Abb. 78: Differenzen der über die Wassersäule integrierten modellierten Mediane der Nährstoffgehalte (Ammonium, Nitrat, DIN & Phosphat) der Ostsee zwischen den Szenarien MCA und MoWP.

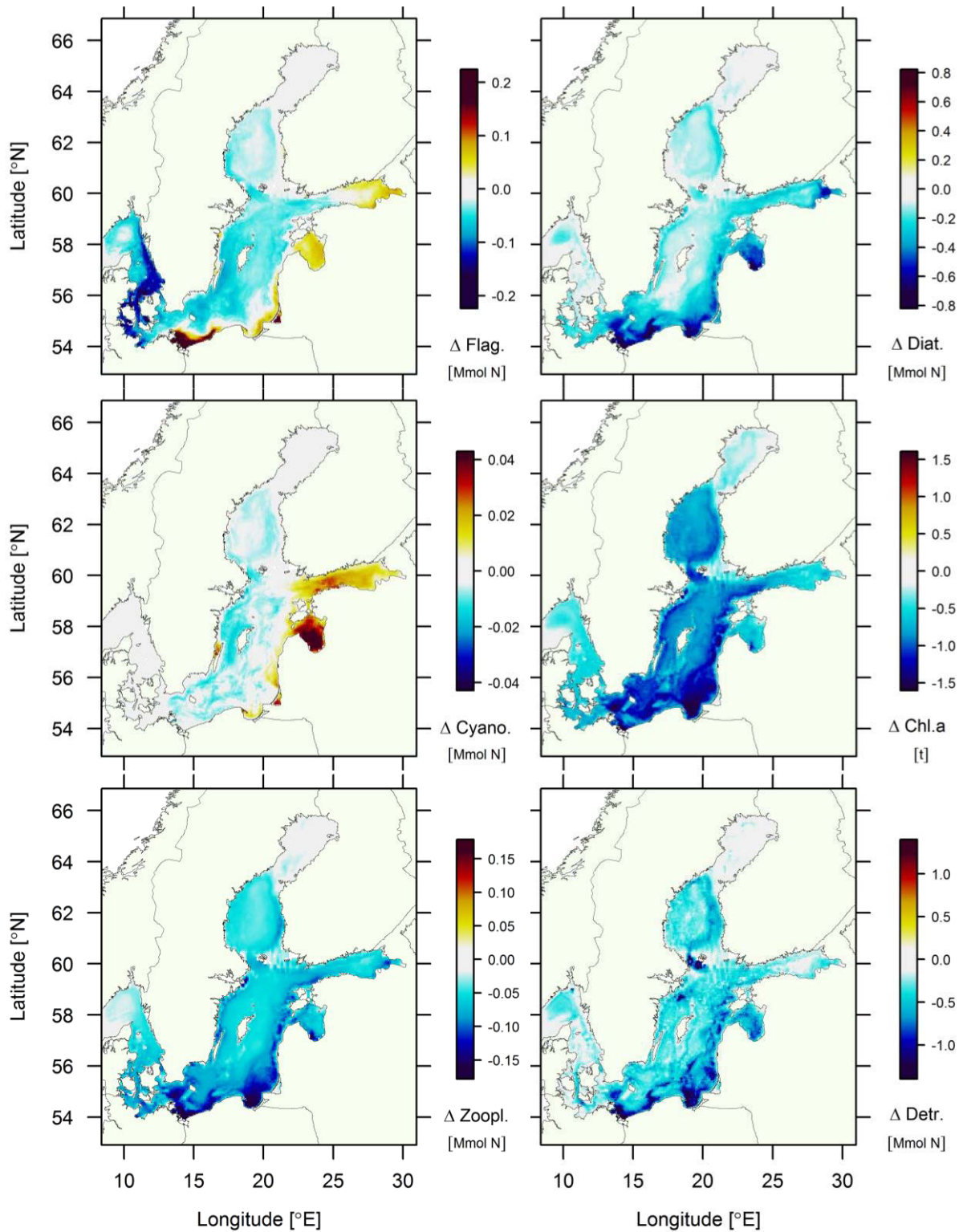


Abb. 79: Differenzen der über die Wassersäule integrierten modellierten Mediane der Vorkommen an Primärproduzenten (Flagellaten, Diatomeen, Cyanobakterien) und Konsumenten (Zooplankton) in Stickstoffeinheiten sowie der Chlorophyll *a*-Gehalte der Ostsee zwischen den Szenarien MCA und MoWP.

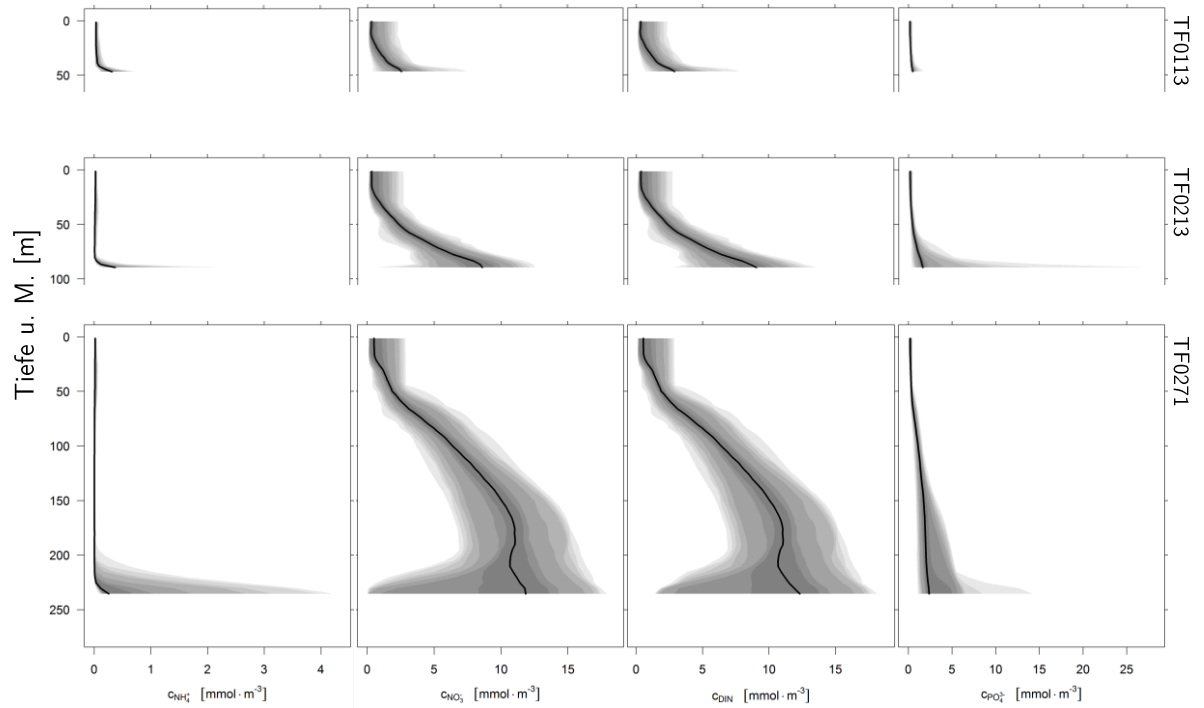


Abb. 80: Tiefenprofile der modellierten Nährstoffkonzentrationen des MCA Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen über den Untersuchungszeitraum. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

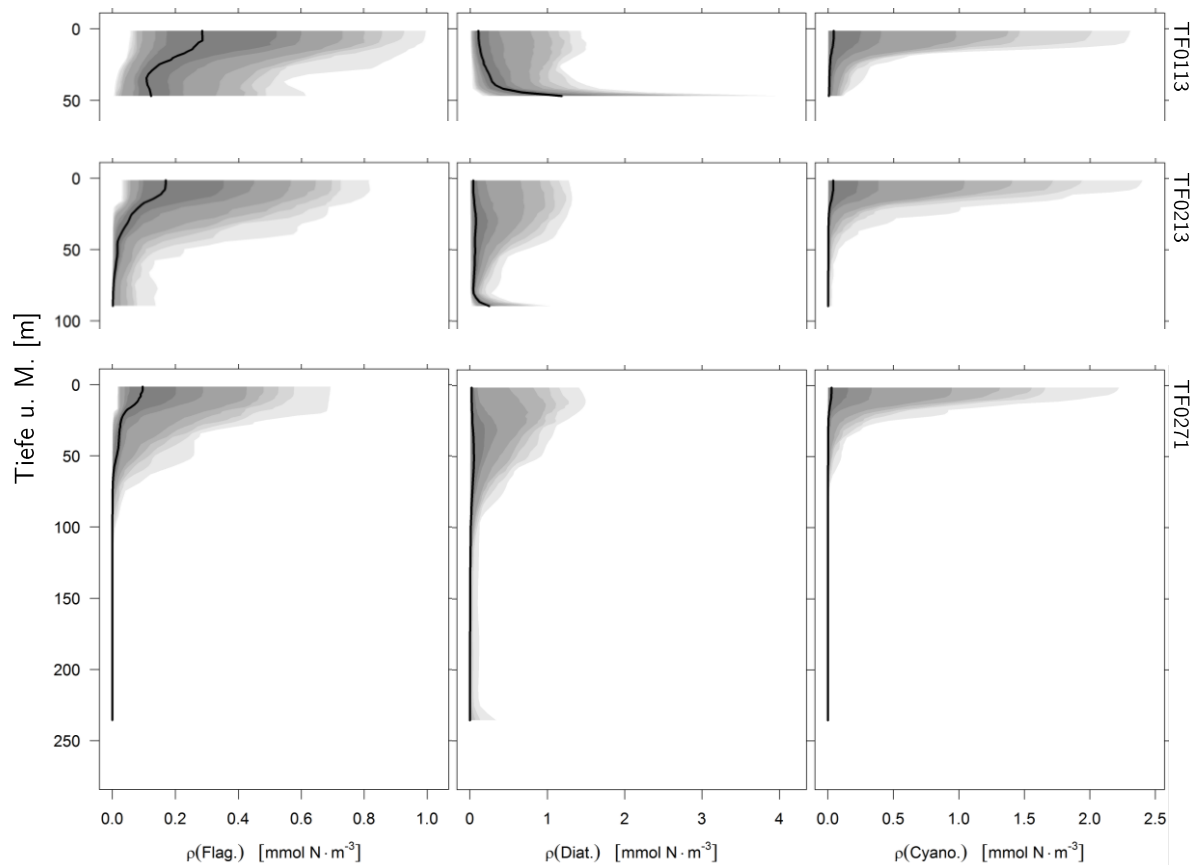


Abb. 81: Tiefenprofile der modellierten Konzentrationen der Primärproduzenten des MCA Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen über den Untersuchungszeitraum. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

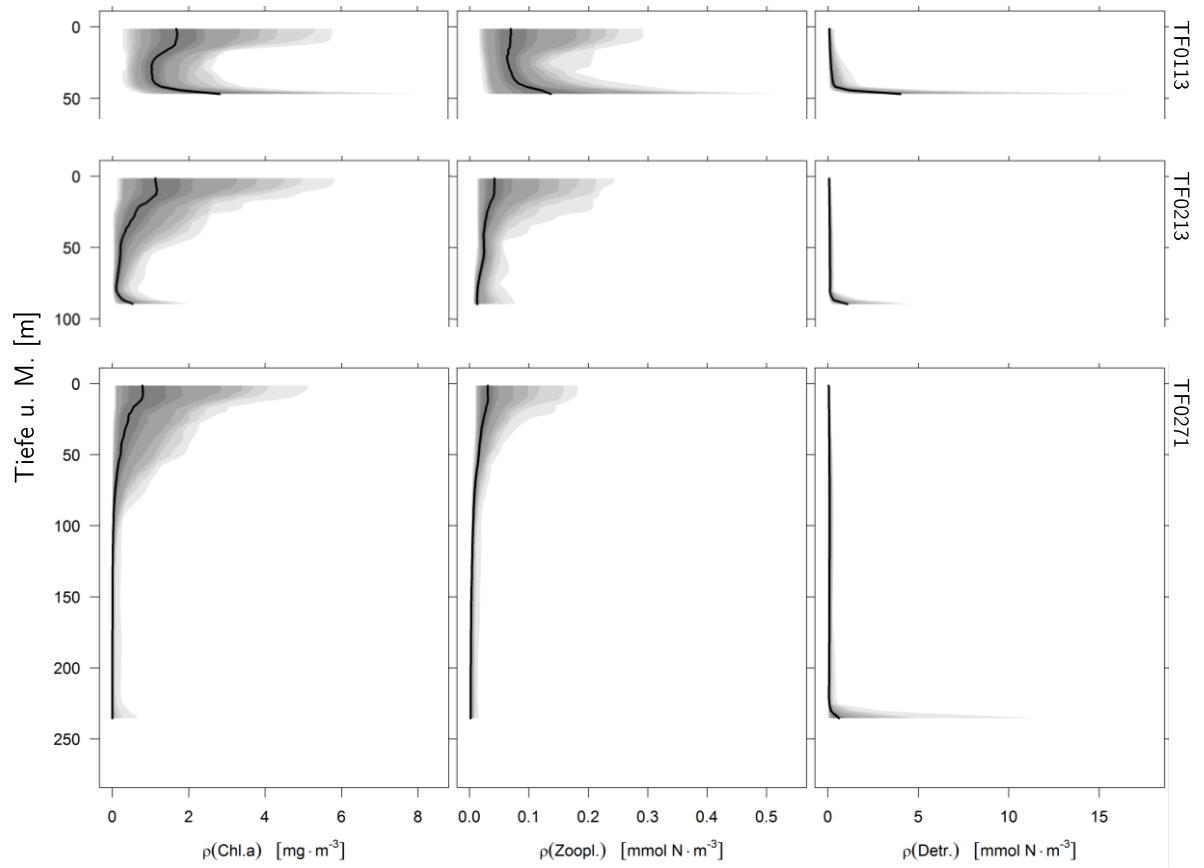


Abb. 82: Tiefenprofile der modellierten Chlorophyll *a*-, Zooplankton- und Detrituskonzentrationen des MCA Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen über den Untersuchungszeitraum. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975, 0,01 & 0,99; 0 & 1.

6. Szenarien zur Auswirkung von Klimaänderungen und Änderungen im Nährstoffhaushalt

6.1 Einleitung

Welches Ausmaß die klimatischen Faktoren des LIA Szenarios auf die Änderungen im Ökosystem haben und welchen Anteil daran die Modifikationen des Nährstoffhaushaltes besitzen, konnte durch die Berechnung zweier weiterer Szenarien festgestellt werden. Diese zwei Szenarien werden im weiteren Verlauf als „Moderne Eiszeit“ (MoIA) und als „vorindustrielle Moderne“ (PRS) bezeichnet. Das MoIA Szenario befasst sich ausschließlich mit der Änderung der klimatischen Faktoren. Das PRS Szenario hingegen umfasst nur die Modifikationen im Nährstoffhaushalt analog zu deren Änderungen im LIA Szenario.

6.2 Material und Methoden

Zur Klärung des Einflusses der Klimaänderungen im LIA Szenario wurde das Modell der MoWP wie für das LIA Szenario (Kapitel 5.2.1) angepasst. Im Gegensatz zum LIA Szenario wurden für dieses Experiment die Nährstoffzuflüsse nicht modifiziert. Um den Einfluss der Nährstoffeinträge in der Größenordnung des LIA Szenarios auf das Ökosystem zu überprüfen, wurde ein Modell entsprechend des MoWP Szenarios aber mit vorindustriellen Nährstoffbedingungen berechnet (PRS). Die Betrachtung der Sauerstoffkonzentrationen sowie der biotischen Variablen sind für diese Simulationen ausreichend. Jedoch sind zusätzliche Ergebnisse der statistischen Auswertung im Anhang untergebracht.

6.3 „Moderne Eiszeit“ & „vorindustrielle Moderne“

Die Auswirkungen der Modifikationen beider Szenarien auf die Sauerstoffkonzentrationen in der Ostsee sind in den Abb. 83, 84 und 85 dargestellt. Dabei wird ersichtlich, dass die Klimaänderungen analog zur Kleinen Eiszeit im Szenario MoIA zwar grundsätzlich zu einer Erhöhung der Sauerstoffkonzentrationen führen, diese jedoch bei weitem nicht so intensiv sind wie in den Simulationsergebnissen für das Szenario PRS mit der ausschließlichen Reduzierung der Nährstofffrachten. So treten im MoIA Szenario hypoxische und anoxische Zonen in den tiefen Bereichen der Ostsee auf, wenn auch im Vergleich zum Referenzmodell MoWP in geringerem Ausmaß (Abb. 11). Im Szenario PRS hingegen sind alle Bereiche der Ostsee deutlich oberhalb des hypoxischen Grenzwertes. Anhand der Stationsdaten lassen sich für die Streuungen innerhalb der Sauerstoffkonzentrationen Unterschiede zwischen den Szenarien MoIA, PRS und MoWP (Abb. 85 & 17) feststellen. So ist die Streuung der Werte unterhalb der thermohalinen Grenzschicht in den Szenarien MoIA und MoWP etwas höher als im PRS Szenario.

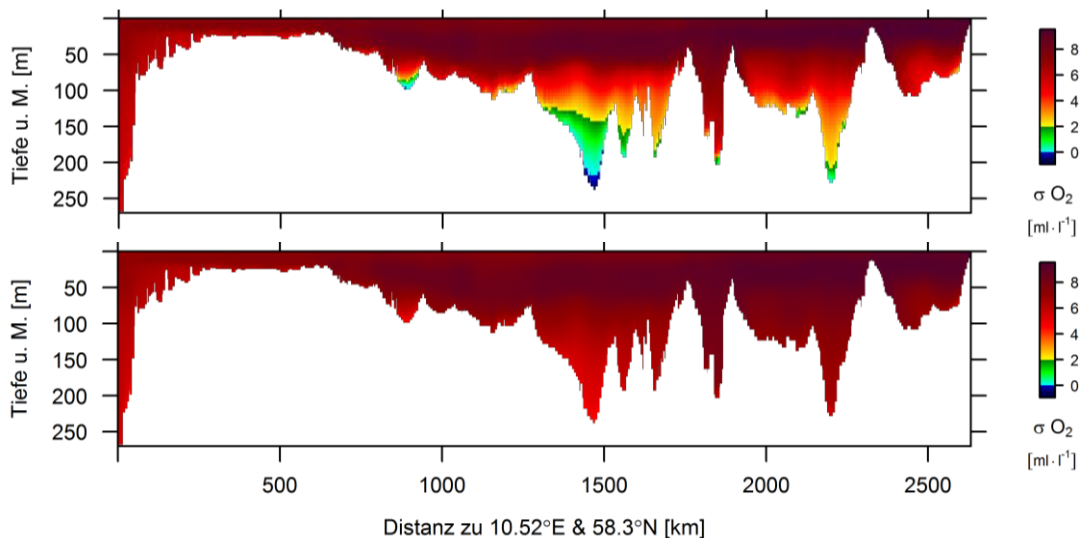


Abb. 83: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentrationen der Szenarien MoIA (oben) und PRS (unten) entlang des Transsektes (Abb. 6) durch die Ostsee.

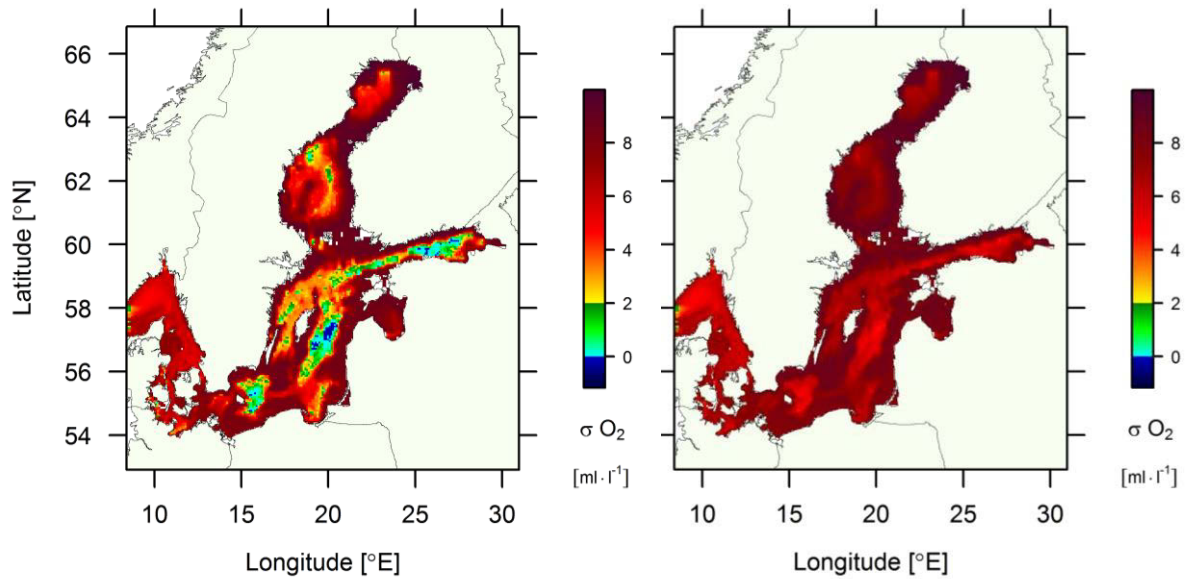


Abb. 84: Mediane der modellierten Sauerstoffkonzentrationen der Szenarien MoIA (links) und PRS (rechts) in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee zwischen den Szenarien MoIA und PRS.

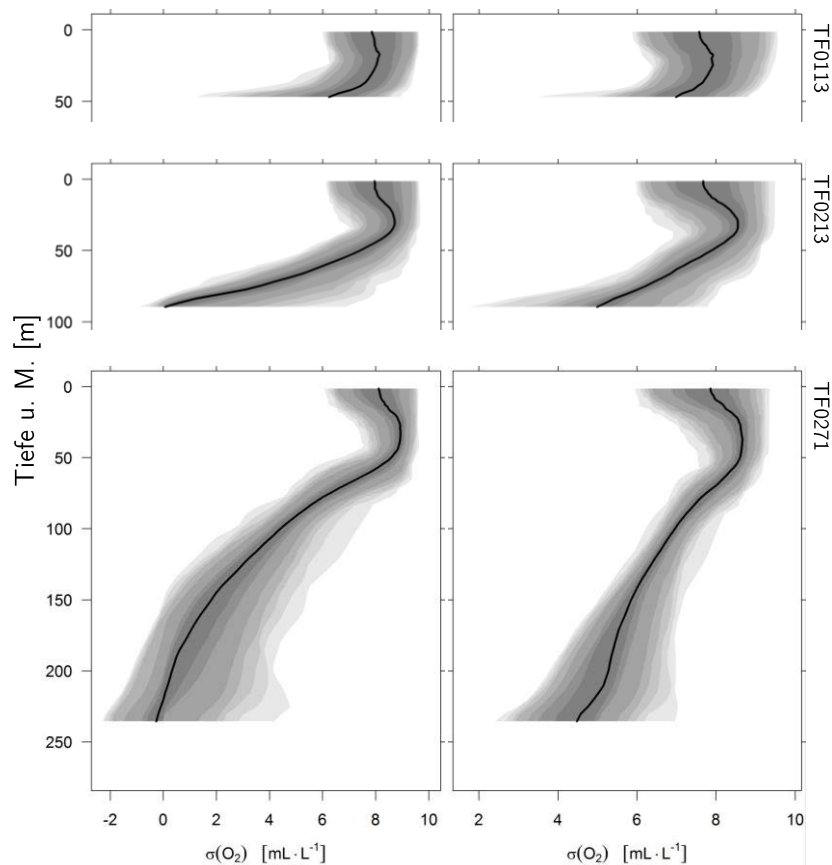


Abb. 85: Tiefenprofile der Sauerstoffkonzentrationen des MoIA (links) und PRS (rechts) Szenarios für die in Abb. 6 dargestellten Stationen. Die schwarze Linie entspricht dem Median und die Graubereiche in ihrer Intensität abnehmend den Quantilen: 0,333 & 0,667; 0,25 & 0,75; 0,10 & 0,90; 0,05 & 0,95; 0,025 & 0,975; 0,01 & 0,99; 0 & 1.

Sowohl die Änderungen der klimatischen Einflussfaktoren als auch die Modifizierung der Nährstoffeinträge wirken auf die Primärproduktion und in Folge dessen auf die höheren trophischen Ebenen. Aus der Abb. 86 lässt sich entnehmen, dass die Abundanzen der

Primärproduzenten im PRS und im MoIA Szenario geringer sind als im MoWP Szenario. Daraus wird ersichtlich, dass sowohl die Änderungen der Nährstoffbedingungen als auch die Klimaänderungen für die Primärproduktion entscheidend sind.

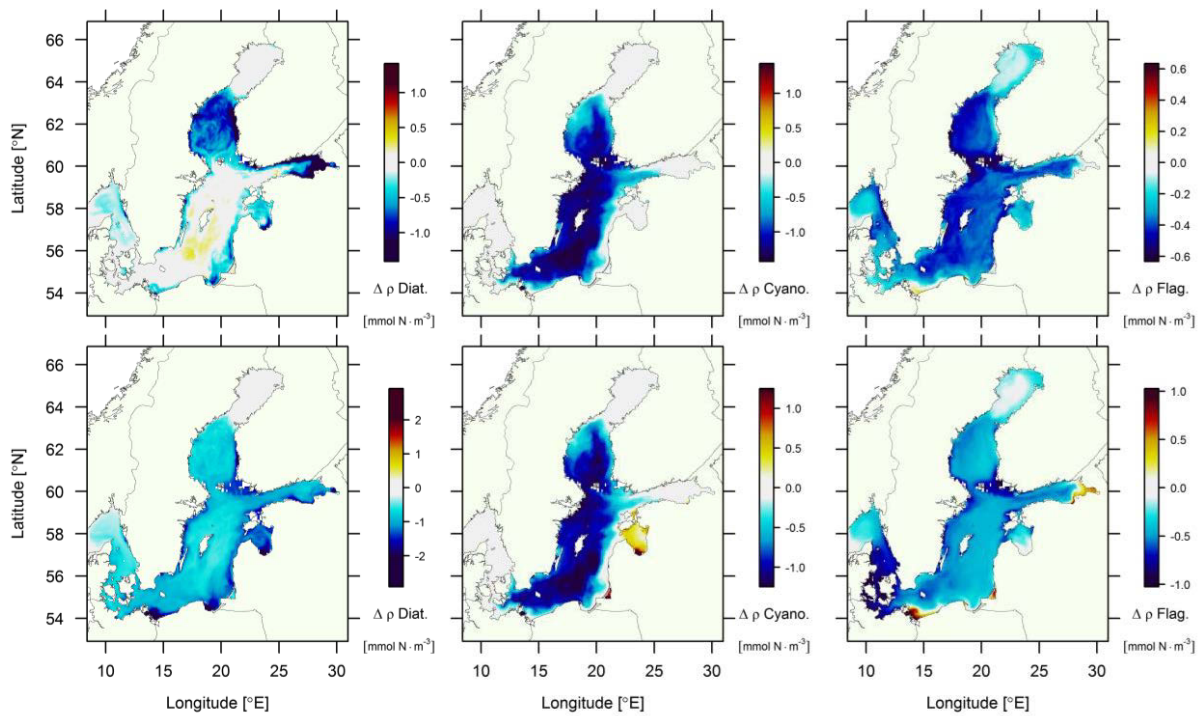


Abb. 86: Differenzen in den modellierten Konzentrationen der Primärproduzenten (Diatomeen im Frühjahr, Cyanobakterien im Sommer und Flagellaten im Herbst) in der oberen 0 – 10 m Wasserschicht der Ostsee für die Szenarien MoIA (oben) und PRS (unten).

7. Abschließende Betrachtung

7.1 Diskussion der gewonnenen Erkenntnisse

7.1.1 Modellwahl (Stärken und Schwächen)

Die externen Einflussfaktoren wirken in signifikanter Weise auf die komplexen physikalischen, biologischen und geochemischen Prozesse und auf den daraus resultierenden Zustand des Ökosystems Ostsee (Zillén *et al.*, 2008; Zillén & Conley, 2010). Diese Zusammenhänge wurden von dem hier genutzten Modell trotz der notwendigen technischen und theoretischen Abstraktion weitestgehend wiedergegeben. Insbesondere die Berechnungen der physikalischen Variablen können im Vergleich mit realen Messdaten, wie z. B. in Rak & Wieczorek (2012), als sehr vertrauenswürdig angesehen werden (vgl. Kapitel 3.3). Für einzelne, modellierte Variablen gibt es jedoch einige wenige regionale und saisonale Ausnahmen, wie schon in Kapitel 3.1 & 3.3 aufgezeigt wurde. Erwähnt sei hier z. B. die bodennahe Sauerstoffkonzentration in der Bottensee, welche im Modell hypoxische und anoxische Zonen enthält (Abb. 13, S. 24), während dies laut dem Bericht der HELCOM (2002, S. 58) in der Realität nicht auftritt. Dies ist aufgrund der eher schwachen thermohalinen Schichtung nachvollziehbar und wird u. a. in Zorita & Laine (2000) und Alenius *et al.* (2014) ausführlich behandelt.

Die Gründe für solche Abweichungen von den realen Messwerten können aufgrund der Komplexität des untersuchten Systems nicht direkt nachgewiesen werden. Die Modelle unterliegen strukturellen, parametrischen sowie initialwertbedingten Unsicherheiten, wobei kleinskalige Variablen zumeist stärker hiervon betroffen sind als großskalige Variablen (Eilola *et al.*, 2011; Hansson & Omstedt, 2008; Hongisto & Joffre, 2005; Müller *et al.*, 2004; Zorita & Laine, 2000). Allerdings muss eine Abweichung der Modell- von den Messwerten nicht unbedingt am Modell selbst liegen. Eine weitere in Frage kommende Komponente sind die verwendeten Antriebsdaten. Da es sich dabei schon aus Sicht der räumlichen und zeitlichen Auflösung ebenfalls nur um vereinfachte Datensätze handelt, können auch diese Daten fehlerbehaftet sein und zu einer Exponierung der Unsicherheit im Modell führen. Als Beispiel seien hier die flussbürtigen Quellen der Ostsee für Frischwasser und Nährstoffe genannt, die

im Modell durch die zwanzig größten Flüsse repräsentiert werden, wobei die übrigen kleineren Flüsse sowie die Zufuhr durch das Grundwasser nur als diffuser Zufluss im Modell implementiert ist.

Zur Überprüfung sowohl der Modellkomponenten als auch der Antriebsdaten bieten sich Sensitivitätsstudien an. Die hier durchgeführten Sensitivitätsexperimente verdeutlichen dabei, wie stark die manipulierten Antriebsdaten auf die Simulation einwirken. Aufgrund dieser durchgeführten Sensitivitätsstudien ließen sich einige wahrscheinliche Ursachen der Diskrepanz zwischen modellierten und gemessenen Daten feststellen. Die Sensitivitätsstudien dienten auch als Hilfsmittel, um aufzuzeigen, welche Teile des Modells oder der Antriebsdaten einer Weiterentwicklung bedürfen. Ob das Modell trotz Änderungen in den Randbedingungen störungsfrei berechnet wird, konnte ebenfalls im Vorfeld durch die Berechnung der Sensitivitätsstudien überprüft werden. So konnte z. B. die Robustheit des Modells in Bezug zu den extremen Lufttemperaturänderungen von ± 10 K nachgewiesen werden. Diese Modifikationen in der Lufttemperatur hatten auch starke Änderungen sowohl der Eisausbreitung als auch der Position und Stabilität der thermohalinen Schichtung im Modell zur Folge. Das Modell wurde trotz dieser starken Änderungen ohne Unterbrechung fehlerfrei berechnet und lieferte außerdem plausible Ergebnisse für diese Simulationen. Die Sensitivitätsstudie zur Modifikation der Windgeschwindigkeiten konnte bei einer Erhöhung um 30 % ein häufig auftretendes und komplettes Aufbrechen der thermohalinen Schichtung zeigen, was sich dann im Median über den untersuchten Zeitraum widerspiegelt. Auch lassen sich damit die Unterschiede in der Bottensee zwischen den modellierten Sauerstoffwerten in Bodennähe im Szenario der MoWP (an- und hypoxische Zonen) und den Messwerten in diesem Gebiet durch Abweichungen in der Windrichtung sowie der Windgeschwindigkeit der Antriebsdaten von den realen Zuständen erklären. Allerdings bleibt dies Spekulation, da die Ursachen hierfür vielschichtiger Natur sind und ein kausaler Zusammenhang in diesem speziellen Fall nicht nachweisbar ist.

Die Methodik der Modifikation der Antriebsvariablen (*delta change*) wurde außer für die Sensitivitätsexperimente auch für die Simulation aller weiteren Szenarien in dieser Arbeit genutzt. Ein großer Vorteil dieser Herangehensweise ist die relativ einfache Handhabung, da die Produktion von aufwendigen atmosphärischen Daten für die jeweiligen Szenarien entfallen. Allerdings ist auch davon auszugehen, dass die Benutzung auf Proxydaten basierender, modellierter atmosphärischer Antriebsdaten zu einer genaueren Lösung führen würde, da in diesem Fall eine räumliche und zeitliche Unabhängigkeit vom Referenzszenario gewährleistet wäre. Für die statistische Betrachtung langer Zeiträume, bei denen die zeitlich kleinskaligen Prozesse nur bedingten Einfluss haben, ist die *delta change* Methode jedoch durchaus geeignet

(Meier, 2006). Inwieweit sich diese beiden Herangehensweisen in den Ergebnissen der hier gewählten Szenarien und im Kosten-Nutzen-Verhältnis tatsächlich unterscheiden, könnte in einer zukünftigen Arbeit untersucht werden.

Das Interesse dieser Arbeit liegt vorrangig in der Simulation und der vergleichenden statistischen Betrachtung der modernen Warmzeit mit zwei paläoklimatischen Szenarien der letzten 1000 Jahre. Für zeitlich weit entfernte Perioden spielt auch die Tektonik sowie die Höhe des Meeresspiegels und die damit einhergehende Änderung der Topographie eine wichtige Rolle (Jilbert *et al.*, 2015). Die Änderungen dieser Faktoren sind aufgrund der für geologische Verhältnisse geringen Zeitspannen zwischen den hier gewählten Szenarien vernachlässigbar gering und wurden dementsprechend nicht berücksichtigt.

7.1.2 Überprüfung der Hypothesen

Die Unterschiede zwischen den paläoozeanographischen Szenarien und dem Referenzszenario der Modernen Warmzeit sind teils sehr stark ausgeprägt. Darunter fallen auch die für das Ökosystem wichtigen Variablen Temperatur, Salinität und Sauerstoffkonzentration, welche entscheidend für die räumliche und zeitliche Verteilung der in der Ostsee vorkommenden Arten sind. Damit wird die erste aufgestellte Hypothese der Verschiebung des Salzgradienten während der paläoozeanographischen Szenarien und der damit einhergehenden Änderung in der Artenverteilung im Ostseeraum durch die Modellberechnungen bestätigt. Dabei konnte auch die Richtung dieser Entwicklung ermittelt werden. Während des LIA Szenarios steigt die Salinität, weshalb sich auch die Grenzen der salinitätsbedingten Artenverteilung in Richtung Nordosten verschieben. Während des MCA Szenarios hingegen sinkt die Salinität, und damit kommt es zu einer Verschiebung der salinitätsabhängigen Verbreitungsgrenzen in Richtung Südwesten und zur Nordsee.

Die Änderungen in den Sauerstoffkonzentrationen unterliegen komplexen Interaktionen verschiedenster Faktoren (Kemp *et al.*, 2009). Einer dieser Faktoren ist die Temperatur, welche die Sauerstofflöslichkeit sowie die Kinetik von biogeochemischen Prozessen beeinflusst (Sitte *et al.*, 1999). Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Schichtung der Wassermassen in Abhängigkeit ihrer Dichte, welche die Durchmischung und Ventilation der Wasserkörper behindert (Meier *et al.*, 2006). Dabei spielt sowohl die Struktur und Lage als auch die Stabilität der Schichtung eine entscheidende Rolle, wobei diese Eigenschaften wiederum von diversen Umweltfaktoren beeinflusst werden. Dazu zählen unter anderem die Temperatur, Salinität, Windgeschwindigkeit und -richtung, sowie die Wasseraustauschprozesse durch Niederschlag, Evaporation, Flusseinträge und die Interaktion mit der Nordsee. Es konnte gezeigt werden, dass

die Modifikation der Windgeschwindigkeit (siehe Kapitel 4.4) die Strukturierung der Wasserschichtung und damit die Ventilation der Ostsee signifikant beeinflussen.

Ebenfalls von großer Bedeutung für die Sauerstoffkonzentrationen in der Ostsee sind die Nährstoffeinträge. Die reduzierten Einträge von Nährstoffen in den paläoozeanographischen Szenarien, welche somit den vorindustriellen Zustand der Ostsee widerspiegeln (Duinker & Gerlach, 1995), führen zu einer Reduktion der Produktivität der Primärproduzenten und infolgedessen auch der Konsumenten (vgl. Voss *et al.*, 2011). Dies bewirkt eine Verringerung des Detritus und damit eine Reduktion der biochemischen Sauerstoffzehrung sowie eine Erhöhung des Sauerstoffgehalts in Bodennähe. Neben der Reduktion der atmosphärischen und flussbürtigen Phosphateinträge in die Ostsee bewirkt die Ausbreitung der oxischen Flächen eine erhöhte Fixierung von Phosphat in den Sedimenten (Conley *et al.*, 2009) und damit eine Reduktion des verfügbaren Phosphats für die Primärproduzenten. Zusätzlich verstärkt wird dieser Effekt durch die Ventilation des Sediments durch Bioturbation (Virtasalo *et al.*, 2011). Dabei spielen insbesondere benthische Erstbesiedler wie *Marenzelleria spp.* eine bedeutende Rolle in der Ostsee. Daraus wird ebenfalls ersichtlich, dass invasive Arten auch positiv auf ein Ökosystem einwirken und ein geeignetes Habitat für weitere Arten schaffen können (Norkko *et al.*, 2012). Die Ausbreitung der hypoxischen und anoxischen Zonen in den paläoozeanographischen Szenarien und im Szenario der Modernen Warmzeit des hier genutzten Modells wird durch die Ergebnisse sedimentologischer Studien unterstützt.

Die Resultate der Modellberechnungen für die artifiziellen Szenarien liefern im Vergleich mit dem Szenario der Modernen Warmzeit detaillierte Erkenntnisse zum Einfluss der klimatischen Faktoren sowie der Nährstoffflüsse auf den ökologischen Zustand der Ostsee. Es konnte durch den Vergleich des Szenarios PRS mit dem MoWP Szenario gezeigt werden, dass die Nährstofffrachten der Hauptgrund für die Sauerstoffverhältnisse in den tiefen Regionen der Ostsee sind. Klimaveränderungen im Rahmen der hier berechneten paläoozeanographischen Szenarien nehmen ebenfalls Einfluss auf den Sauerstoffgehalt, jedoch in einem geringeren Ausmaß (Vergleich LIA-MCA, MoIA-MoWP). Diese Ergebnisse bestätigen die in Kapitel 1.4 aufgestellten Hypothesen zwei und drei.

7.2 Ausblick

7.2.1 Eignung der Modelle

Die Nutzung von numerischen Modellen bietet sich besonders für Studien an, die durch intensive experimentelle oder messtechnische Arbeiten sehr zeit- und kostenintensiv oder nicht realisierbar wären. Dazu zählen z.B. Untersuchungen zu vergangenen Epochen ohne das Vorhandensein von direkten Messdaten oder Projektionen zur Abschätzung zukünftiger Entwicklungen. Eine sinnhafte modellbasierte Rekonstruktion vergangener Zeiträume bedingt aber trotzdem das Vorhandensein von Proxydaten, um die gewonnenen Ergebnisse absichern zu können (Mayewski *et al.*, 2004). Aber auch die Simulation von Langzeitexperimenten mittels numerischer Modelle ist sinnvoll, wobei diese Modelle durch Ausführung kurzfristiger empirischer Experimente validiert und angepasst werden können. Die Validierung durch Messdaten und durch Daten aus empirischen Experimenten ist die Grundlage zur sinnvollen Anwendung solcher numerischer Modelle.

7.2.2 Zukünftige Entwicklungen

Aufgrund der ständigen technologischen Fortschritte und der Wissenserweiterung über die Ökosystemprozesse ist auch eine Weiterentwicklung des Modells und seiner Antriebsdaten sehr wahrscheinlich. Im Falle des Modells könnten die Differentialgleichungen überprüft und gegebenenfalls an neue Kenntnisse angepasst werden, um die Wiedergabe der Realität zu verbessern. Aber auch die Topographie bzw. Hydrographie kann unter Umständen zu einer Abweichung der Modellberechnungen von den realen Messdaten führen. Eine weitere Möglichkeit bestünde in der Erhöhung der räumlichen und zeitlichen Auflösung des Modells, damit auch sehr kleinskalige Prozesse Berücksichtigung finden, wobei die zeitliche Auflösung bereits jetzt schon relativ kleinskalige Prozesse einschließt und eine Verbesserung des Modells in erster Linie durch die Erhöhung der räumlichen Auflösung erwartet werden kann.

Die bisher im biogeochemischen Modell genutzte Variable für das Sediment unterscheidet dabei nicht in der Art und der Strukturierung des realen Meeresbodens (Neumann, 2000). Im Südwesten, Süden sowie im Osten herrschen Sand- und Schlickböden vor, welche teils mit Hartsubstraten versetzt sind (Zettler *et al.*, 2000), wohingegen im Norden und Westen vorwiegend Hartsubstrate vorkommen (Al-Hamdani & Reker, 2007). Da die Prozesse im Sediment eine wichtige Rolle in den Stoff- und Energieflüssen spielen, wäre eine Einbindung dieser komplexen Eigenschaften und Prozesse des Sediments in das Modell wünschenswert.

Die Erweiterung der Trophieebenen könnte ebenfalls dazu führen, die komplexen Prozesse des Ökosystems Ostsee realitätsnäher abzubilden. So könnte z. B. die Gruppe der Grünalgen hinzugefügt und die funktionale Gruppe des Zooplanktons in zwei Gruppen (Filtrierer, Weidegänger) aufgeteilt werden. Auch die Erweiterung in Richtung der *bottom-up* Kontrolle durch eine mikrobielle Trophieebene oder in die der *top-down* Kontrolle durch höhere trophische Ebenen, wie die der Fische, würde das Modell realer, aber auch komplexer machen. Aufgrund der Beeinflussung der Stoffkreisläufe in der Sediment-Wasser Grenzschicht sind die Benthosorganismen eine wichtige funktionale Gruppe für das Ökosystem Ostsee. Da die Verteilung der verschiedenen Sedimentformen eine wesentliche Rolle bei der Besiedlung durch benthische Organismen spielt und verschiedene Arten der Flora und Fauna auch unterschiedliche Präferenzen an den Meeresboden haben, wäre eine Berücksichtigung der Benthosorganismen in Abhängigkeit der Sedimenteigenschaften notwendig.

Zu guter Letzt könnten noch die im biogeochemischen Modell vorhandenen Stoffkreisläufe durch weitere Elemente und chemische Moleküle erweitert werden. Dazu könnten z. B. Kohlenstoff und Kieselsäure zählen, aber auch Spurenelemente und Schwermetalle.

Literaturverzeichnis

- Adamczyk, D. (2008), “Friesen, Wikinger, Araber. Die Ostseewelt zwischen Dorestad und Samarkand, ca. 700-1100”, in Komlosy, A. (Hrsg.), *Ostsee 700 - 2000: Gesellschaft, Wirtschaft, Kultur, Edition Weltregionen*, Promedia-Verl, Wien, S. 32–48.
- Alenius, P., Tikka, K. & Barrera, C. (2014), “Gliders for studies of multi-scale variability in the Baltic Sea”, in IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC) (Hrsg.), *Measuring and Modeling of Multi-Scale Interactions in the Marine Environment*, paper presented at IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC), Tallinn, 2014.
- Al-Hamdani, Z. & Reker, J. (2007), *Towards marine landscapes in the Baltic Sea, BALANCE Interim Report No. 10*. Available at <http://.balance-eu.org>.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. & Jouzel, J. (2000), “Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides”, *Tellus*, Vol. 52 No. 3, S. 985–992.
- Becker, R. A., Chambers, J. M. & Wilks, A. R. (1988), *The New S Language*, Wadsworth & Brooks, Cole.
- Bonsdorff, E. & Pearson, T. H. (1999), “Variation in the sublittoral macrozoobenthos of the Baltic Sea along environmental gradients A functional-group approach”, *Australian journal of ecology*, Vol. 24 No. 4, S. 312–326.
- Bonsdorff, E., Laine, A. O., Hänninen, J. & Norkko, I. V. (2003), “Zoobenthos of the outer archipelago waters (N. Baltic Sea) - The importance of local conditions for spatial distribution patterns”, *Boreal Environment Research*, Vol. 8 No. 2, S. 135–145.
- Bonsdorff, E. (2006), “Zoobenthic diversity-gradients in the Baltic Sea Continuous post-glacial succession in a stressed ecosystem”, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, Vol. 330 No. 1, S. 383–391.
- Bortz, J., Lienert, G. & Boehnke, K. (1990), *Verteilungsfreie Methoden in der Biostatistik*, Springer, Berlin.

- Carstensen, J., Conley, D. J., Bonsdorff, E., Gustafsson, B. G., Hietanen, S., Janas, U., Jilbert, T., Maximov, A., Norkko, A., Norkko, J., Reed, D. C., Slomp, C. P., Timmermann, K. & Voss, M. (2014), "Hypoxia in the Baltic Sea: biogeochemical cycles, benthic fauna, and management", *Ambio*, Vol. 43 No. 1, S. 26–36.
- Chambers, J. M., Freeny, A. & Heiberger, R. M. (1992), "Analysis of variance; designed experiments", in Chambers, J. M. & Hastie, T. J. (Hrsg.), *Statistical Models in S*, Wadsworth & Brooks, Cole.
- Chambers, J. M. & Hastie, T. J. (Eds.) (1992), *Statistical Models in S*, Wadsworth & Brooks, Cole.
- Commission of the European Communities (2000), *Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy: 2000/60/EC, Official Journal of the European Communities. Legislation*, L327, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Commission of the European Communities (2008), *Richtlinie 2008/56/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 17. Juni 2008 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Meeresumwelt (Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie): 2008/56/EG, Official Journal of the European Communities. Legislation*, L164, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Conley, D. J., Björck, S., Bonsdorff, E., Carstensen, J., Destouni, G., Gustafsson, B. G., Hietanen, S., Kortekaas, M., Kuosa, H., Meier, H. E. M., Müller-Karulis, B., Nordberg, K., Norkko, A., Nürnberg, G., Pitkänen, H., Rabalais, N. N., Rosenberg, R., Savchuk, O. P., Slomp, C. P., Voss, M., Wulff, F. & Zillen, L. (2009), "Hypoxia-Related Processes in the Baltic Sea RID F-7862-2011", *Environmental Science & Technology*, Vol. 43 No. 10, S. 3412–3420.
- Conover, W. J., *Practical Nonparametric Statistics*, John Wiley & Sons, New York.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M.,

- Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., Rosnay, P. de, Tavalato, C., Thépaut, J.-N. & Vitart, F. (2011), "The ERA-Interim reanalysis. Configuration and performance of the data assimilation system", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 137 No. 656, S. 553–597.
- Diaz, R. J. & Rosenberg, R. (2008), "Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems", *Science (New York, N.Y.)*, Vol. 321 No. 5891, S. 926–929.
- Döös, K., Meier, H. E. M. & Döscher, R. (2004), "The Baltic Haline Conveyor Belt or The Overturning Circulation and Mixing in the Baltic", *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, Vol. 33 No. 4, S. 261.
- Duinker, J. C. & Gerlach, S. A. (1995), "Verschmutzung. 7", in Rheinheimer, G. (Hrsg.), *Meereskunde der Ostsee*, Zweite Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, S. 272–275.
- Eddy, J. A. (1977a), "Climate and the changing sun", *Climatic Change*, Vol. 1 No. 2, S. 173–190.
- Eddy, J. A. (1977b), "Historical Evidence for the Existence of the Solar Cycle", in White, O. R. (Hrsg.), *The Solar Output and its Variation*, Univ. of Colorado Press, Boulder, S. 51–71.
- Eilola, K., Gustafsson, B. G., Kuznetsov, I., Meier, H. E. M., Neumann, T. & Savchuk, O. P. (2011), "Evaluation of biogeochemical cycles in an ensemble of three state-of-the-art numerical models of the Baltic Sea", *Journal of Marine Systems*, Vol. 88 No. 2, S. 267–284.
- Elken, J. & Matthäus, W. (2008), "Physical system description", in The BACC I Author Team (Hrsg.), *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Springer, Berlin, Heidelberg, S. 379–398.
- Feistel, R., Nausch, G. & Wasmund, N. (2008), *State and evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: A detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment*, Wiley-Interscience, Hoboken, N.J.
- Fennel, W. & Neumann, T. (2014), *Introduction to the Modelling of Marine Ecosystems: (with MATLAB programs on accompanying CD-ROM)*, Elsevier Oceanography Series, v.72, 2nd ed., Elsevier Reference Monographs, s.l.

- Fox, J. & Weisberg, S. (2011), *An {R} Companion to Applied Regression*, 2nd ed., Sage, Thousand Oaks CA.
- Funkey, C. P., Conley, D. J., Reuss, N. S., Humborg, C., Jilbert, T. & Slomp, C. P. (2014), “Hypoxia sustains cyanobacteria blooms in the Baltic sea”, *Environmental Science & Technology*, Vol. 48 No. 5, S. 2598–2602.
- Ghil, M. (2003), “Natural Climate Variability. Volume 1, The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change”, in MacCracken, M. C. (Hrsg.), *Encyclopedia of Global Environmental Change: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change - The Earth System v. 1*, Volume 1, Wiley-Blackwell, S. 544–549.
- Gogina, M., Glockzin, M. & Zettler, M. L. (2010), “Distribution of benthic macrofaunal communities in the western Baltic Sea with regard to near-bottom environmental parameters. 1. Causal analysis”, *Journal of Marine Systems*, Vol. 79 No. 1-2, S. 112–123.
- Gosselck, F. & Georgi, F. (1984), “Benthic recolonization of the Lübeck Bight (Western Baltic) in 1980/81”, *Limnological ecology and management of inland waters*, Vol. 15 No. 2, S. 407–414.
- Gross, J. & Ligges, U. (2015), *nortest: Tests for Normality*.
- Gundersson, L. H. & Holling, C. S. (Eds.) (2001), *Panarchy: Understanding transformations in human and natural systems*, Island Press, Washington, DC.
- Gustafsson, E. O. & Omstedt, A. (2009), “Sensitivity of Baltic Sea deep water salinity and oxygen concentration to variations in physical forcing”, *Boreal Environment Research*, Vol. 14, S. 18–30.
- Hansson, D. & Omstedt, A. (2008), “Modelling the Baltic Sea ocean climate on centennial time scale: temperature and sea ice”, *Climate Dynamics*, Vol. 30 No. 7-8, S. 763–778.
- Hansson, D., Eriksson, C., Omstedt, A. & Chen, D. (2010), “Reconstruction of river runoff to the Baltic Sea, AD 1500–1995”, *International Journal of Climatology*, na, S. 8 pp.
- Heip, C. (1995), “Eutrophication and zoobenthos dynamics”, *Ophelia international journal of marine biology*, 41 (1995), S. 113–136.

- HELCOM (2002), *Environment of the Baltic Sea area 1994-1998, Baltic Sea Environment Proceedings No. 82B*, Helsinki, Finland.
- HELCOM (2009), *Eutrophication in the Baltic Sea: An integrated thematic assessment of the effects of nutrient enrichment in the Baltic Sea region, Baltic Sea Environment Proceedings No. 115B*, Helsinki, Finland.
- HELCOM (2010), *Hazardous substances in the Baltic Sea: An integrated thematic assessment of hazardous substances in the Baltic Sea, Baltic Sea Environment Proceedings No. 120B*, Helsinki, Finland.
- HELCOM (2012), *Indicator-based assessment of coastal fish community status in the Baltic Sea 2005-2009, Baltic Sea Environment Proceedings No. 131*, Helsinki, Finland.
- Herata, H., Svendsen, L. M., Ruoho-Airola, T. & Brusendorff, A. C. (2002), “Inputs to the Baltic marine environment”, in Helsinki Commission (Hrsg.), *Environment of the Baltic Sea area 1994-1998, Baltic Sea Environment Proceedings No. 82B*, Helsinki, Finland, S. 29–38.
- Hill, M. N. (Ed.) (1963), *The Sea Vol. II*, Wiley, New York.
- Hongisto, M. & Joffre, S. (2005), “Meteorological and climatological factors affecting transport and deposition of nitrogen compounds over the Baltic Sea”, *Boreal Environment Research*, Vol. 10 No. 1, S. 1–17.
- Hurrell, J. W. (1995), “Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation”, *Science*, Vol. 269 No. 5224, S. 676–679.
- IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC) (Ed.) (2014), *Measuring and Modeling of Multi-Scale Interactions in the Marine Environment*.
- Jilbert, T., Conley, D. J., Gustafsson, B. G., Funkey, C. P. & Slomp, C. P. (2015), “Glacio-isostatic control on hypoxia in a high-latitude shelf basin”, *Geology*, Vol. 43 No. 5, S. 427–430.
- Kabel, K., Moros, M., Porsche, C., Neumann, T., Adolphi, F., Andersen, T. J., Siegel, H., Gerth, M., Leipe, T., Jansen, E. & Sinninghe Damsté, J. S. (2012), “Impact of climate change on the Baltic Sea ecosystem over the past 1,000 years”, *Nature Climate Change*, Vol. 2 No. 12, S. 871–874.

- Kämpf, J. (2009), *Ocean Modelling for Beginners: Using Open-Source Software*, Springer, Heidelberg Dordrecht London New York.
- Kemp, W. M., Testa, J. M., Conley, D. J., Gilbert, D. & Hagy, J. D. (2009), “Temporal responses of coastal hypoxia to nutrient loading and physical controls”, *Biogeosciences*, Vol. 6 No. 2, S. 2985–3008.
- Kiirikki, M. & Ruuskanen, A. (1996), “How does *Fucus vesiculosus* survive ice scraping?”, *Bot Mar*, Vol. 39, S. 133–139.
- Komlosy, A. (Ed.) (2008), *Ostsee 700 - 2000: Gesellschaft, Wirtschaft, Kultur, Edition Weltregionen*, Vol. 16, Promedia-Verl, Wien.
- Kordas, R. L., Harley, C. & O'Connor, M. I. (2011), “Community ecology in a warming world: The influence of temperature on interspecific interactions in marine systems”, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, Vol. 400 No. 1-2, S. 218–226.
- Kotta, J., Lauringson, V. & Kotta, I. (2007), “Response of zoobenthic communities to changing eutrophication in the northern Baltic Sea”, *Hydrobiologia*, Vol. 580 No. 1, S. 97–108.
- Laine, A. O., Sandler, H., Andersin, A.-B. & Stigzelius, J. (1997), “Long-term changes of macrozoobenthos in the Eastern Gotland Basin and the Gulf of Finland (Baltic Sea) in relation to the hydrographical regime”, *Journal of Sea Research*, Vol. 38 No. 1-2, S. 135–159.
- Laine, A. O. (2003), “Distribution of soft-bottom macrofauna in the deep open Baltic Sea in relation to environmental variability”, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 57 No. 1-2, S. 87–97.
- Laine, A. O., Andersin, A.-B., Leiniö, S. & Zuur, A. F. (2007), “Stratification-induced hypoxia as a structuring factor of macrozoobenthos in the open Gulf of Finland (Baltic Sea)”, *Journal of Sea Research*, Vol. 57 No. 1, S. 65–77.
- Landres, P. B., Morgan, P. & Swanson, F. J. (1999), “Overview of the Use of Natural Variability Concepts in Managing Ecological Systems”, *Ecological Applications*, Vol. 9 No. 4, S. 1179–1188.

- Lean, J., Beer, J. & Bradley, R. (1995), "Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change", *Geophysical Research Letters*, Vol. 22 No. 23, S. 3195–3198.
- Lehtoranta, J., Ekholm, P. & Pitkänen, H. (2008), "Eutrophication-driven microbial processes can explain the regional variation in phosphorus concentrations between Baltic Sea sub-basins", *Journal of Marine Systems*, Vol. 74, S. 495–504.
- Lozán, J. L., Lampe, R., Matthäus, W., Rachor, E., Rumohr, H. & Westernhagen, H. von (Eds.) (1996), *Warnsignale aus der Ostsee - Wissenschaftliche Fakten*, Parey Buchverlag Berlin.
- MacCracken, M. C. (Ed.) (2003), *Encyclopedia of Global Environmental Change: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change - The Earth System v. 1*, Volume 1, Wiley-Blackwell.
- Marmefelt, E., Arheimer, B. & Langner, J. (1999), "An integrated biogeochemical model system for the Baltic Sea", *Hydrobiologia*, Vol. 393, S. 45–56.
- Matthäus, W. & Franck, H., "Characteristics of major Baltic inflows. A statistical analysis", *Continental shelf res. 12(1992)12*, S. 1375-1400.
- Matthäus, W. (1995), "Temperatur, Salzgehalt und Dichte. 4", in Rheinheimer, G. (Hrsg.), *Meereskunde der Ostsee*, Zweite Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, S. 75–81.
- Matthäus, W. & Schinke, H. (1999), "The influence of river runoff on deep water conditions of the Baltic Sea", *Hydrobiologia*, Vol. 393 No. 0, S. 1–10.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., Kreveld, S. van, Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. & Steig, E. J. (2004), "Holocene climate variability", *Quaternary Research*, Vol. 62, S. 243–255.
- Meier, H. E. M., Döscher, R. & Faxén, T. (2003), "A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflow", *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, Vol. 108 No. 8, S. 29-1.

- Meier, H. E. M. (2006), "Baltic Sea climate in the late twenty-first century: A dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios", *Climate Dynamics*, Vol. 27 No. 1, S. 39–68.
- Meier, H. E. M., Feistel, R., Piechura, J., Arneborg, L., Burchard, H., Fiekas, V., Golenko, N., Kuzmina, N., Mohrholz, V., Nohr, C., Paka, V. T., Sellschopp, J., Stips, A. & Zhurbas, V. (2006), "Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models", *Oceanologia*, Vol. 48, S. 133–164.
- Müller, P., von Storch, H. & Hasselmann, K. (2004), *Computer modeling in atmospheric and oceanic sciences: Building knowledge ; with 3 tables*, Springer, Berlin.
- Mutzke, A. (1998), "Open boundary condition in the GFDL-model with free surface", *Ocean Modelling*, Vol. 116, S. 2–6.
- Nausch, G., Matthäus, W. & Feistel, R. (2003), "Hydrographic and hydrochemical conditions in the Gotland Deep area between 1992 and 2003", *Oceanologia quarterly journal of basic research in marine sciences*, Vol. 45 No. 4, S. 557–569.
- Neumann, T. (2000), "Towards a 3D-ecosystem model of the Baltic Sea", *Journal of Marine Systems*, Vol. 25, S. 405–419.
- Neumann, T., Fennel, W. & Kremp, C. (2002), "Experimental simulations with an ecosystem model of the Baltic Sea: A nutrient load reduction experiment", *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 16 No. 3, S. 7.1-7.19.
- Neumann, T. & Schernewski, G. (2008), "Eutrophication in the Baltic Sea and shifts in nitrogen fixation analyzed with a 3D ecosystem model", *Journal of Marine Systems*, Vol. 74 No. 1-2, S. 592–602.
- Niedermeyer, R.-O. (2011), *Die deutsche Ostseeküste: Mit ... 7 Tabellen, Sammlung geologischer Führer*, Vol. 105, 2., völlig neu bearb. Aufl, Borntraeger, Stuttgart.
- Norkko, A., Villnäs, A., Norkko, J., Valanko, S. & Pilditch, C. (2013), "Size matters: Implications of the loss of large individuals for ecosystem function", *Scientific Reports*, Vol. 3, S. 2646.

- Norkko, J., Reed, D. C., Timmermann, K., Norkko, A., Gustafsson, B. G., Bonsdorff, E., Slomp, C. P., Carstensen, J. & Conley, D. J. (2012), "A welcome can of worms? Hypoxia mitigation by an invasive species", *Global Change Biology*, Vol. 18, S. 422–434.
- Omstedt, A. (1990), "Modelling the Baltic Sea as thirteen sub-basins with vertical resolution", *Tellus*, Vol. 42 No. 2, S. 286–301.
- Omstedt, A., Elken, J., Lehmann, A. & Piechura, J. (2004), "Knowledge of the Baltic Sea physics gained during the BALTEX and related programmes", *Progress in Oceanography*, Vol. 63 No. 1-2, S. 1–28.
- Omstedt, A., Elken, J., Lehmann, A., Leppäranta, M., Meier, H. E. M., Myrberg, K. & Rutgersson, A. (2014), "Progress in physical oceanography of the Baltic Sea during the 2003-2014 period", *Progress in Oceanography*.
- Pacanowski, R. C. & Griffies, S. M. (2000), *MOM 3.0 manual*.
- Peng, G., Leslie, L. M. & Shao, Y. (Eds.) (2002a), *Environmental Modelling and Prediction*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Peng, G., Shao, Y. & Leslie, L. M. (2002b), "Environmental Science", in Peng, G., Leslie, L. M. & Shao, Y. (Hrsg.), *Environmental Modelling and Prediction*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, S. 1–20.
- Powilleit, M. & Kube, J. (1999), "Effects of severe oxygen depletion on macrobenthos in the Pomeranian Bay (southern Baltic Sea): A case study in a shallow, sublittoral habitat characterised by low species richness", *Journal of Sea Research*, Vol. 42 No. 3, S. 221–234.
- R Development Core Team (2014), *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, Vienna, Austria.
- Rak, D. & Wieczorek, P. (2012), "Variability of temperature and salinity over the last decade in selected regions of the southern Baltic Sea", *Oceanologia*, Vol. 54 No. 3, S. 339–354.
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H. & Richards, F. A. (1963), "The influence of organisms on the composition of sea water", in Hill, M. N. (Hrsg.), *The Sea Vol. II*, Wiley, New York, S. 26–77.

- Remane, A. & Schlieper, C. (1971), *Biology of brackish water, Die Binnengewässer*, Vol. 25, 2., rev. ed., Schweizerbart, Stuttgart.
- Rheinheimer, G. (Ed.) (1995), *Meereskunde der Ostsee*, Zweite Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Sanders, L. (Ed.) (2007), *Models in Spatial Analysis*, ISTE Ltd, London.
- Scheffer, M., Carpenter, S., Foley, J. A., Folke, C. & Walker, B. (2001), "Catastrophic shifts in ecosystems", *Nature*, Vol. 413 No. 6856, S. 591–596.
- Schernewski, G. & Schiewer, U. (Eds.) (2002), *Baltic Coastal Ecosystems: Structure, Function and Coastal Zone Management, Central and Eastern European Development Studies (CEEDES)*, IX, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Schernewski, G. & Neumann, T. (2005), "The trophic state of the Baltic Sea a century ago: a model simulation study", *Journal of Marine Systems*, Vol. 53 No. 1-4, S. 109–124.
- Schubert, H. & Blindow, I. (Eds.) (2003), *Charophytes of the Baltic Sea, The Baltic Marine Biologists publication*, Vol. 19, Gantner; Koeltz Scientific Books, Ruggell, Königstein/Germany.
- Schulz, J., Möllmann, C. & Hirche, H.-J. (2007), "Vertical zonation of the zooplankton community in the Central Baltic Sea in relation to hydrographic stratification as revealed by multivariate discriminant function and canonical analysis", *Journal of Marine Systems*, Vol. 67 No. 1-2, S. 47–58.
- Schulz, S. (1968), "Rückgang des Benthos in der Lübecker Bucht", *Monatsber. dt. Akad. Wiss. Berlin*, Vol. 10, S. 748–754.
- Sitte, P., Ziegler, H., Ehrendorfer, F. & Bresinsky, A. (1999), "Zweiter Teil: Physiologie - Erster Abschnitt: Physiologie des Stoff- und Energiewechsels", in Strasburger, E., Noll, F., Schenck, H. & Schimper A. F. W (Hrsg.), *Strasburger - Lehrbuch der Botanik*, 34. Aufl., Spektrum Akademischer Verlag, S. 218–362.
- Strasburger, E., Noll, F., Schenck, H. & Schimper A. F. W (Eds.) (1999), *Strasburger - Lehrbuch der Botanik*, 34th ed., Spektrum Akademischer Verlag.

- Strzelczyk, J. (2008), "Ritterorden und Hanse. Mission und Expansion", in Komlosy, A. (Hrsg.), *Ostsee 700 - 2000: Gesellschaft, Wirtschaft, Kultur, Edition Weltregionen*, Promedia-Verl, Wien, S. 49–60.
- Suikkanen, S., Pulina, S., Engström-Öst, J., Lehtiniemi, M., Lehtinen, S. & Brutemark, A. (2013), "Climate change and eutrophication induced shifts in northern summer plankton communities", *PloS one*, Vol. 8 No. 6, S. e66475.
- Taylor, K. E. (2000), *PCMDI Report No. 55 - Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram*, Livermore, CA 94550.
- Telesh, I. V., Schubert, H. & Skarlato, S. O. (2011), "Protistan diversity does peak in the horohalinicum of the Baltic Sea: Reply to Ptacnik et al. (2011)", *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 432, S. 293–297.
- The BACC I Author Team (Ed.) (2008), *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Springer, Berlin, Heidelberg.
- The BACC II Author Team (2015), *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Springer International Publishing, Cham.
- Thode Jr., H. C. (2002), *Testing for Normality*, Marcel Dekker, New York.
- Toutenburg, H. (1994), *Versuchsplanung und Modellwahl*, Physica-Verlag, Heidelberg.
- Unverzagt, S. (2001), "Räumliche und zeitliche Veränderungen der Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser der Ostsee", Univ, Greifswald, Greifswald, 1 Januar.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. & Woollen, J. (2005), "The ERA-40 re-analysis", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 131 No. 612, S. 2961–3012.

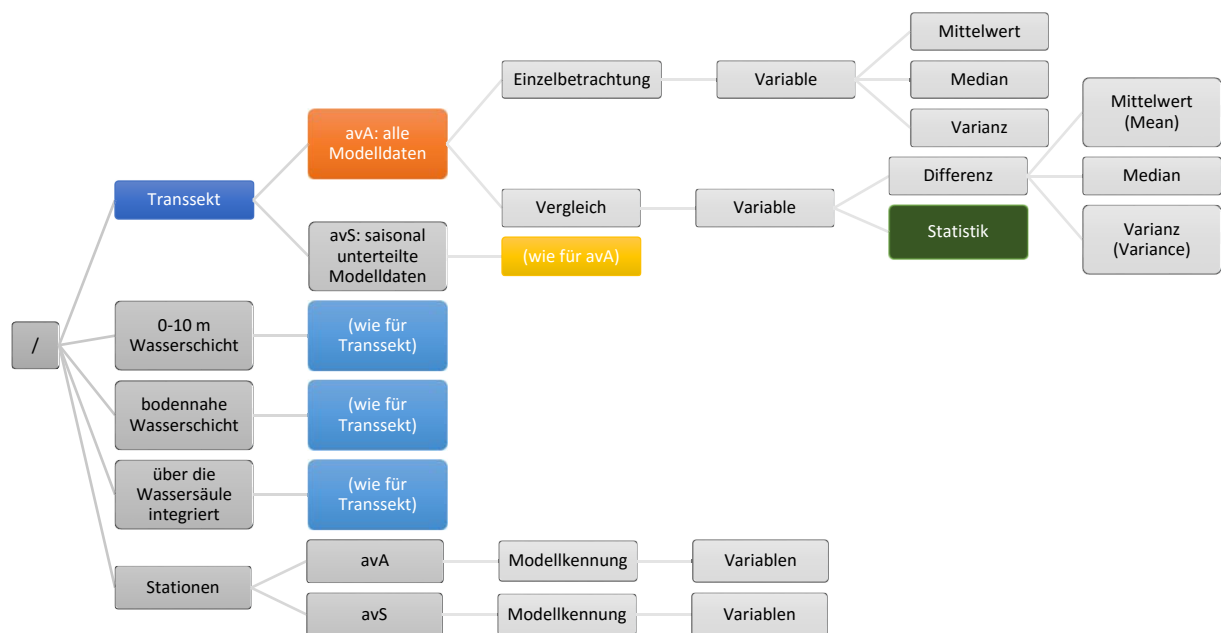
- Virtasalo, J. J., Leipe, T., Moros, M. & Kotilainen, A. T. (2011), "Physicochemical and biological influences on sedimentary-fabric formation in a salinity and oxygen-restricted semi-enclosed sea: Gotland Deep, Baltic Sea", *Sedimentology*, Vol. 58 No. 2, S. 352–375.
- Voss, M., Dippner, J. W., Humborg, C., Hürdler, J., Korth, F., Neumann, T., Schernewski, G. & Venohr, M. (2011), "History and scenarios of future development of Baltic Sea eutrophication", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 92 No. 3, S. 307–322.
- Vuorinen, I., Hänninen, J., Rajasilta, M., Laine, P., Eklund, J., Montesino-Pouzols, F., Corona, F., Junker, K., Meier, H. E. M. & Dippner, J. W. (2015), "Scenario simulations of future salinity and ecological consequences in the Baltic Sea and adjacent North Sea areas-implications for environmental monitoring", *Ecological indicators*, Vol. 50, S. 196–205.
- Wasmund, N. (2002), "Harmful Algal Blooms in Coastal Waters of the South-Eastern Baltic Sea.", in Schernewski, G. & Schiewer, U. (Hrsg.), *Baltic Coastal Ecosystems: Structure, Function and Coastal Zone Management, Central and Eastern European Development Studies (CEEDES)*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, S. 93–116.
- Wasmund, N., Tuimala, J., Suikkanen, S., Vandepitte, L. & Kraberg, A. (2011), "Long-term trends in phytoplankton composition in the western and central Baltic Sea", *Journal of Marine Systems*, Vol. 87 No. 2, S. 145–159.
- Weiss, R. F. (1970), "The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater", *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Vol. 17, S. 721–735.
- Wetthey, D. S. (1983), "Geographic limits and local zonation: the barnacles *Semibalanus* (*Balanus*) and *Chthamalus* in New England", *Biological Bulletin*, Vol. 165 No. 1, S. 330–341.
- White, O. R. (Ed.) (1977), *The Solar Output and its Variation*, Univ. of Colorado Press, Boulder.
- Wilcox, R. R. (1996), *Statistics for the social sciences*, Academic Press, San Diego, CA.
- Winton, M. (2000), "A Reformulated Three-Layer Sea Ice Model", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 17 No. 4, S. 525–531.

- Yousef, M. A. M., Küster, A., Schubert, H. & Nordheim, H. von (1997), “Charakterisierung der Characeenbestände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns”, *Bodden*, No. 5, S. 3–23.
- Zettler, M. L., Bönsch, R. & Gosselck, F. (2000), *Verbreitung des Makrozoobenthos in der Mecklenburger Bucht (südliche Ostsee) - rezent und im historischen Vergleich*, *Meereswissenschaftliche Berichte*, = Marine Scientific Reports ; 42.
- Zillén, L., Conley, D. J., Andrén, T., Andrén, E. & Björck, S. (2008), “Past occurrences of hypoxia in the Baltic Sea and the role of climate variability, environmental change and human impact”, *Earth-Science Reviews*, Vol. 91 No. 1-4, S. 77–92.
- Zillén, L. & Conley, D. J. (2010), “Hypoxia and cyanobacteria blooms - are they really natural features of the late Holocene history of the Baltic Sea?”, *Biogeosciences*, Vol. 7 No. 8, S. 2567–2580.
- Zorita, E. & Laine, A. (2000), “Dependence of salinity and oxygen concentrations in the Baltic Sea on large-scale atmospheric circulation”, *Climate Research*, Vol. 14, S. 25–41.

Anhang

Auf dem beigegeführten Datenträger befindet sich diese Arbeit in Form einer pdf Datei sowie alle statistischen Untersuchungsergebnisse in Form von Abbildungen. Die Variablenbezeichnungen innerhalb der Ordner und Dateinamen sind an die englische Übersetzung angelehnt und teilweise abgekürzt. Im folgenden Schema werden die Ordnerstruktur und die Notation der Ordner und Dateien erläutert.

Ordnerstruktur des beigegeführten Datenträgers:



Notation der Dateien:

Die Dateinamen für die Abbildungen der statistischen Tests sind folgendermaßen aufgebaut:

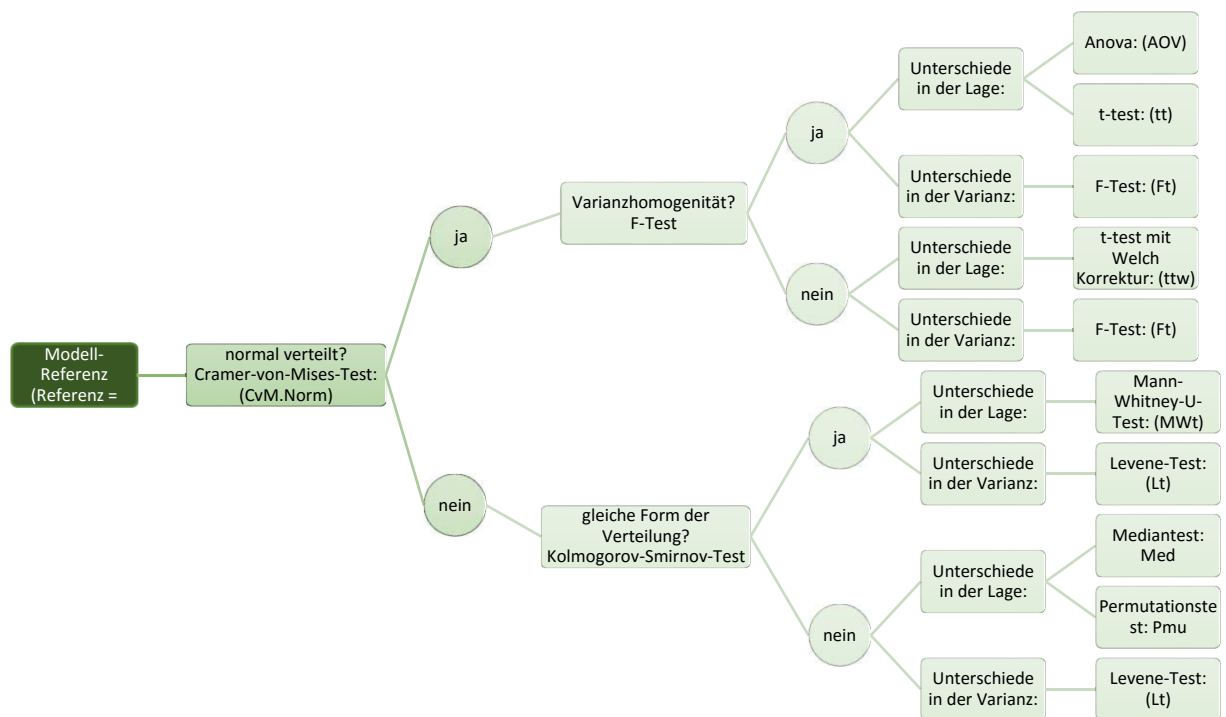
- Grundgerüst: Variable_avA/S_Testkürzel_Modell-Referenz.png
- Beispiel: temp_avA_Ft_LIA-MoWP.png
(Test auf Varianzunterschiede in den Wassertemperaturen zwischen den Szenarien LIA und MoWP über den gesamten Zeitraum mittels F-Test)

In einigen Fällen kommen die Platzhalter X und Y vor, die als Ersatz für die Modellkennung fungieren. Das X steht dabei immer für das Referenzmodell des MoWP Szenarios und das Y für das vergleichende Modell. Für den Kolmogorov-Smirnov-Test und den Mann-Whitney-U-Test wurden außer der zweiseitigen Nullhypothese auch die einseitigen Nullhypothesen getestet

und abgebildet. Im Dateinamen steht dann für die zweiseitige Nullhypothese $X_{lg}Y$ (Referenz = Modell) und für die einseitigen Nullhypothesen X_{lY} (Referenz < Modell) und X_{gY} (Referenz > Modell).

Statistik – Ablaufplan:

Das folgende Schema veranschaulicht den Ablauf der durchgeführten statistischen Analyse für die Modellvergleiche. In Kapitel 2.3 ist dies anhand eines Beispiels ausführlich erklärt.



Danksagung

Hiermit möchte ich mich bei allen bedanken, die diese Arbeit ermöglicht haben und mich während dieser Zeit begleitet und unterstützt haben. Insbesondere gilt mein Dank Herrn Dr. Thomas Neumann und Herrn PD Dr. Stefan Forster für die Betreuung dieser Arbeit und für die bereitwillige Hilfe bei den theoretischen und praktischen Problemen.

Weiterhin danke ich allen Teilnehmern des von der EU geförderten BONUS INFLOW Projektes, die die Bearbeitung des vorliegenden Themas im Rahmen dieses Projektes erst ermöglicht haben.

Für die Bereitstellung des Arbeitsplatzes und die wissenschaftliche Unterstützung auf den Weg zur Promotion, bedanke ich mich beim Institut für Ostseeforschung Warnemünde. Insbesondere gilt dieser Dank der Sektion Physikalische Ozeanographie und Messtechnik. Deren Abteilung Modellierung sei hiermit für die technische Unterstützung zur Umsetzung des Zirkulationsmodells ganz besonders gedankt.

Für die Bereitstellung von Kapazitäten zur Berechnung der komplexen Modelle, danke ich dem HLRN (Norddeutscher Verbund für Hoch- und Höchstleistungsrechnen).

Weiterhin möchte ich mich bei Prof. Dr. Hendrik Schubert und allen Angestellten des Lehrstuhls aquatische Ökologie der Universität Rostock für die Begleitung, Unterstützung und die zahlreichen wissenschaftlichen und auch nichtwissenschaftlichen Diskussionsrunden während der letzten Jahre bedanken.

Ich danke hiermit auch Prof. Dr. Hendrik Schubert, Doreen Richter und René Fröhlich für ihre Mühen des Korrekturlesens, was mir für die Vollendung dieser Monographie sehr geholfen hat.

Abschließend möchte ich mich bei meiner Familie und meinen Freunden für die Zeit, die sie für mich geopfert haben, bedanken.

Für all diejenigen, die ich vergessen haben sollte gilt ebenfalls mein Dank.

Also nochmals vielen Dank!

akademischer Lebenslauf

Angaben zur Person

Name	Porsche
Vorname	Christian
Staatsangehörigkeit	Deutsch
Geburtsdatum	02.Januar 1979
Geburtsort	Teterow

Erfahrungen in der Lehre

Praktikum	WS 2013, WS 2014 & WS 2015, PM B01 Ökologie: <ul style="list-style-type: none">• Demökologie I - Erfassung der Alters- bzw. Größenstruktur einer natürlichen Copepodenpopulation und Berechnung der Sekundärproduktion• Demökologie II - Variabilität der Probennahme, deskriptive Statistik
-----------	---

Erfahrungen in der Forschung

Datum	05.2013 - 10.2015
Arbeitgeber	Universität Rostock, Institut für Biowissenschaften
Projekt	Optimierung des Nährstoffaustrags und biologisches Recycling für Aquakulturen in Brackwasser

Datum	07.2012 - 04.2014
Arbeitgeber	Universität Rostock, Institut für Biowissenschaften
Projekt	Ansätze zur Steigerung der Biomasse durch Optimierung der Nettophotosynthese

Datum	01.04.2009 - 30.06.2012
Arbeitgeber	Leibniz Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Projekt	Holocene saline water inflow changes into the Baltic Sea, ecosystem responses and future scenarios (BONUS-INFLOW)

Datum	01.04.2008 - 31.12.2008
-------	-------------------------

Arbeitgeber Tätigkeit	Universität Rostock, Department Maritime Systeme wissenschaftlicher Mitarbeiter
Datum Arbeitgeber Tätigkeit	01.07.2007 - 31.12.2007 Universität Rostock, Institut für Biowissenschaften wissenschaftliche Hilfskraft
Datum Arbeitgeber Tätigkeit	01.10.2002 - 31.01.2006 Universität Rostock, Institut für Biowissenschaften studentische Hilfskraft

Bildungsweg

Datum Bildungsstätte Studienschwerpunkte Diplomarbeit	01.10.2000 - 31.03.2007 Universität Rostock, Institut für Biowissenschaften Ökologie, Botanik, Ichthyologie, Biotechnologie Ökophysiologische Untersuchungen zur Salz- und Lichttoleranz an <i>Najas marina</i> und <i>Zannichellia palustris</i> in den inneren Küstengewässern Mecklenburg - Vorpommerns
Abschluss	Diplom - Biologe
Datum Bildungsstätte	01.10.1998 - 30.09.2000 Universität Rostock, Institut für Informatik
Datum Bildungsstätte Abschluss	1991 - 1997 Gymnasium Teterow Abitur